

















2

*geology*

# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)



63. Band.

1911.

(Mit 22 Tafeln.)

---

Berlin 1912.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35. Schöneberger Ufer 39.

*661*  
*55*  
*19*

QE1  
.D4



Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Berlin N.



550.643

D486

bd. 63

1911

Geology.

## Inhalt.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz in den Abhandlungen,  
B. Briefliche Mitteilung, P. Vortragsprotokoll in den Monatsberichten.  
(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

	Seite
AHLBURG, JOH.: Nochmals der Vulkan Soputan in der Minahassa. B. . . . .	505
— Zur Umrißform der Insel Celebes. Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsatz des Herrn VON STAFF. B. . .	399
BAUMGÄRTEL, B.: Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. (Hierzu Tafel VIII—XII und 3 Textfiguren.) A. . . . .	175
BERG, G.: Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. (Mit 1 Textfigur.) B. . . . .	139
— Interessante Konglomeratgerölle im Culm des östlichen Riesengebirges. (Mit 1 Textfigur.) P. . . . .	191
BEYER, OTTO: Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebiets. (Hierzu Tafel XVIII und 4 Textbilder.) A. . . . .	429
BÖHM, JOHANNES: <i>Callianassa Burckardti</i> n. sp. nebst einer Zusammenstellung der fossilen Arten der Gattung <i>Callianassa</i> . (Mit 1 Textfigur.) B. . . . .	37
— Über <i>Inoceramus Cuvieri</i> Sow. B. . . . .	569
— Nochmals zum Bett des <i>Actinocamax plenus</i> BLV. B. . . .	247
— Nachtrag zu <i>Callianassa Burckardti</i> . B. . . . .	246
BRANCA, WILHELM: Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnis vom fossilen Menschen. P. . . . .	145
— VIKTOR UHLIG †. . . . .	385
BUXTORF, A.: Bemerkungen über den Gebirgsbau des nord-schweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weißensteinkette. Zugleich Erwiderung auf die Arbeit von H. GERTH: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weißensteinkette im Schweizer Juragebirge. (Mit 8 Textfiguren.) A. .	337
CARTHAUS: Steinkohlenbildung. P. . . . .	381
DEECKE, W.: Zur Morphologie und Tektonik Pommerns. B. . .	157
DREVERMANN, F.: Schimpansenschädel aus der Höhle von Steinau, Kreis Schlüchtern. P. . . . .	463
EWALD, R.: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. (Mit 8 Textfiguren.) A. . . .	372
FISCHER: Die obersten Hydrobienschichten im Mainzer Becken. P. .	461
FLEISCHER, ALEXANDER: Zur Frage der Ausdehnung des Magmas beim langsamen Erstarren. Eine Erwiderung an Herrn v. WOLFF. B. . . . .	427

m.B.B. 18/VI/12

FLIEGEL, G.: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. (Mit 1 Textfigur.) <i>P.</i>	509
FRANKE, FRITZ: Zusammenstellung der bisher in Norddeutschland bekannten Rudisten. <i>B.</i>	356
FUCHS, ALEXANDER, und SCHMIDT, W. E.: Zur Lenneschieferfrage. Eine Entgegnung an Herrn WINTERFELD. <i>B.</i>	111
GAGEL, C.: Über die Lagerstätte der Flintartefakte bei Michaelisdonn in Dithmarschen. (Mit 6 Textfiguren.) <i>B.</i>	620
— Das Erdbeben von Formosa. (Hierzu Tafel XX—XXII und 1 Textfigur.) <i>A.</i>	552
— Frühneolithische (?) Artefakte im Geschiebedecksand Westholsteins. (Mit 11 Textfiguren.) <i>P.</i>	249
— Zur Richtigstellung der Behauptungen des Herrn LEPSIUS über das norddeutsche Diluvium. <i>B.</i>	497
GLÖCKNER, FR.: Über Zittavit, ein epigenetisches, doppleritähnliches Braunkohlengestein. (Vorläufiger Bericht.) <i>B.</i>	418
GOTHAN, W.: Permocarbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien). (Titel.) <i>P.</i>	266
— Über einige permocarbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien). (Hierzu Tafel XVII.) <i>A.</i>	418
— Das geologische Alter der Holzreste von König-Karls-Land (und der oberjurassischen Flora der Arktis überhaupt). Erwiderung an Herrn C. BURCKHARDT. <i>B.</i>	163
GROSCH, P.: Geologische Beobachtungen der cantabrischen Ketten zwischen Pola de Lena und Cangas de Tinéo (Provinz Asturien, Nordspanien). (Mit 2 Textfiguren.) <i>B.</i>	557
GRUBENMANN, U.: Über die Tessiner „Gneise“. <i>B.</i>	186
GRUPE, O.: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. (Mit 7 Textfiguren.) <i>A.</i>	264
— Weitere Ergebnisse über die Weserterrassen und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. (Titel.) <i>P.</i>	575
— Zur Plattendolomit-Frage. <i>B.</i>	629
GUILLEMAIN, C.: Zur Geologie Uruguays. (Mit 1 Übersichtskarte und 3 Textfiguren und 1 Deckblatt.) <i>B.</i>	203
HAARMANN, ERICH: Über eine Lavahöhle in Mexiko. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	161
HÄBERLIN: Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr. (Mit 4 Textfiguren.) <i>B.</i>	587
HANIEL, C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgrn bis zum Wilden. (Hierzu Tafel I—IV und 2 Textfiguren.) <i>A.</i>	1
HARBORT, E.: Über RICHARD LACHMANNs Salzgeschwüre. <i>B.</i>	267
HENKE, WILH.: Wirkungen des Gebirgsdrucks auf devonische Gesteine. (Mit 15 Textfiguren.) <i>P.</i>	98
HENKEL, L.: Der diluviale Ilmlauf auf der Finne. <i>B.</i>	503
HERRMANN, F.: Über eine Unterkoblenzfauna mit <i>Palaeosolen costatus</i> SDBG. bei Weipoltshausen. <i>B.</i>	167
— Kalkiges Unterdevon von böhmischer Facies (Hercyn) im Rheinischen Schiefergebirge. <i>P.</i>	461
HERMANN, R.: Die Felsformen des Frankendolomits und des Elbsandsteins. (Titel.) <i>P.</i>	529

	Seite
HERMANN, RUDOLF: Klappersteine aus der baltischen Kreide. <i>P.</i>	12
— <i>Rhinoceros Merckii</i> JÄGER im Diluvium Westpreußens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna. (Mit 3 Textfiguren.) <i>P.</i>	13
HESS VON WICHENDORFF, H.: Über die Auffindung von Fossilien im untersilurischen Chamosit-Eisenerzlager von Schmiedefeld bei Wallendorf im Thüringer Walde. <i>B.</i>	155
HOWCHIN, W.: Über die Glazialschichten cambrischen Alters in Südastralien. Eine Entgegnung. <i>B.</i>	220
v. KLEBELSBERG, R.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Sinai-carbons. <i>B.</i>	594
KLEMM, G.: Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. <i>P.</i>	464
—, A. STEUER und W. SCHOTTLER: Bericht über die Exkursionen im Anschluß an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Darmstadt. <i>B.</i>	475
KORONIEWICZ, P.: Über Glazialbildungen im Czenstochauer Jura-gebiete. <i>B.</i>	530
KRANZ, W.: Die höchste marine Grenze auf Bornholm. — Zur Morphologie der Greifwalder Oie. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	566
— Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? III. <i>B.</i>	233
— Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? IV. <i>B.</i>	238
— Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? V. <i>B.</i>	604
— Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? VI. <i>B.</i>	616
— Hohe Strandlinien auf Bornholm. (Mit 5 Textfiguren.) <i>B.</i>	47
KRAUSE, PAUL GUSTAV: Wellenfurchen im linksrheinischen Unterdevon. (Mit 3 Textfiguren.) <i>P.</i>	196
KRUSCH, P.: Die genetischen Verhältnisse der Otavi-Lagerstätte. (Titel.) <i>P.</i>	154
— Die genetischen Verhältnisse der Kupfer-Erzvorkommen von Otavi. (Hierzu Tafel XIII und XIV und 7 Textfiguren.) <i>A.</i>	240
LACHMANN, R.: ERICH HARBORT im Streit gegen die Ekzeme. (Mit 3 Textfiguren.) <i>B.</i>	489
LEHMANN, F. W. PAUL: Das Alter der Madue-Terrassen. <i>B.</i>	79
LEPSIUS, R.: Das Diluvium im Norddeutschen Tiefland. Eine Antwort an Herrn GAGEL. <i>B.</i>	175
— Geologische Karte von Deutschland. <i>P.</i>	464
— Über den geologischen Aufbau des Großherzogtums Hessen. (Titel.) <i>P.</i>	433
— Begrüßungsworte an die Hauptversammlung. <i>P.</i>	430
v. LOZINSKI, W.: Quartäre Krustenbewegungen im Gebiete der wlohynisch-ukrainischen Granitplatte. (Mit 5 Abbildungen.) <i>P.</i>	319
MENZEL, HANS: Zur Altersfrage der Campignienfunde von Michaelisdonn. <i>B.</i>	551
MEYER, ERICH: Störungen diluvialen Alters an der samländischen Westküste. <i>P.</i>	195
MILTHERS, V.: Die höchste marine Grenze auf Bornholm. <i>B.</i>	397
MORDZIOL, C.: Einige Bemerkungen über das angebliche Fehlen des Untermiocäns im Mainzer Becken. <i>P.</i>	444
NOPCSA, BARON FRANZ: Zur Geologie von Nordalbanien mit besonderer Berücksichtigung der Tektonik. <i>P.</i>	189



	Seite
OPPENHEIM, PAUL: Weitere Notizen zur alttertiären Korallenfauna von Barcelona. (Mit 8 Textfiguren.) <i>B.</i> . . . . .	329
RASSMUSS, H.: Zur Kenntnis der Werfener Schichten bei Berchtesgaden. (Mit 2 Textfiguren.) <i>B.</i> . . . . .	553
RECK, H.: Die morphologische Entwicklung Süddeutschlands. (Titel.) <i>P.</i> . . . . .	318
RENZ, CARL: Geologische Exkursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura). (Mit 10 Textfiguren.) <i>B.</i> . . . . .	276
— Die Insel Ithaka. (Hierzu die geologische Karte Tafel XIX). <i>A.</i> . . . . .	468
SCHMIDLE, W.: Zur Kenntnis der Molasse und der Tektonik am nordwestlichen Bodensee. (Mit 3 Textfiguren.) <i>A.</i> . . . . .	522
SCHOTTLER, W.: Die Geologie des Vogelsberges. (Titel.) <i>P.</i> . . . .	443
— siehe auch KLEMM, STEUER und SCHOTTLER.	
SCHMIDT, W. E., siehe unter FUCHS und SCHMIDT.	
SIEGERT, L.: Die Entwicklung des Wesertales. (Titel.) <i>P.</i> . . . .	475
V. STAFF, HANS: Zum Problem der Entstehung der Umrißform von Celebes. (Mit 2 Textfiguren.) <i>B.</i> . . . . .	180
STEUER, ALEX.: Allgemeine Zusammensetzung und Gliederung der Schichten im Mainzer Becken. <i>P.</i> . . . . .	433
— siehe auch KLEMM, STEUER und SCHOTTLER.	
STUTZER, O.: Über Dwykakonglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i> . . . . .	626
— Über genetisch wichtige Aufschlüsse in den Schwefelgruben Siziliens. <i>P.</i> . . . . .	8
— Über Pechstein von Meißen und Felsitporphyr von Dobritz. Zur Mitteilung des Herrn A. SAUER in Stuttgart. <i>B.</i> . . . .	361
WAHNSCHAFTE, F.: Die tektonischen Schichtenstörungen auf Rügen. <i>P.</i> . . . . .	1
WALTHER, JOHANNES: Über die Bildung von Windkantern in der Libyschen Wüste. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i> . . . . .	410
WALTHER, KARL: Das krystalline Grundgebirge in der Umgebung von Montevideo (Uruguay). (Mit 10 Textfiguren.) <i>P.</i> . . . .	82
WEDEKIND, R.: Klassifikation der Phacopiden. (Hierzu Tafel XV und XVI und 2 Textfiguren.) <i>A.</i> . . . . .	317
— Klassifikation der Phacopiden mit besonderer Berücksichtigung der Phacopidenfauna des Kellerwaldes. (Titel.) <i>P.</i> . . . . .	98
WICHMANN, ARTHUR: Über den Obsidian von Lóu, Admiralitäts-Inseln. <i>B.</i> . . . . .	77
— Über die Ausbrüche des Soputan in der Minahassa. <i>B.</i> . . . .	228
WILCKENS, RUDOLF: Beitrag zur Tektonik des mittleren Oglotales. (Mit 2 Textfiguren.) <i>B.</i> . . . . .	540
WINTERFELD: Zur Lenneschieferfrage. Eine Entgegnung an Herrn FUCHS. <i>B.</i> . . . . .	362
WITTICH, E.: Seltene Silikate in der Veta madre von Guanajuato, Mexiko. <i>B.</i> . . . . .	420
— Beiträge zur Geologie der Kapregion von Nieder-Kalifornien. (Mit 2 Textfiguren.) <i>B.</i> . . . . .	578
— Über das Vorkommen von Raspit in Nord-Amerika. <i>B.</i> . . . .	425
WOLFF, WILHELM: Die Torflöze im Schulauer Elbufer bei Hamburg. <i>B.</i> . . . . .	406
WURM, A.: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. (Hierzu Tafel V—VII und 26 Textfiguren.) <i>A.</i> . . . . .	38

## VII

	Seite
ZIMMERMANN, E.: Konglomerat mit <i>Sphaerocodium</i> und <i>Spirifer</i> <i>Verneuli</i> aus dem Kalkgraben bei Libichau unweit Frei- burg i. Schles. P. . . . .	35
Druckfehlerberichtigungen . . . . .	VIII
Mitgliederverzeichnis . . . . .	573
Mitgliederzahl . . . . .	471
Ortsregister . . . . .	637
Protokoll der Sitzung am 4. Januar . . . . .	1
- - Sitzung am 1. Februar . . . . .	81
- - Sitzung am 1. März . . . . .	145
- - Sitzung am 5. April . . . . .	189
- - Sitzung am 3. Mai . . . . .	249
- - Sitzung am 14. Juni . . . . .	317
- - Sitzung am 5. Juli . . . . .	381
- - Hauptversammlung:	
Sitzung am 10. August . . . . .	429
Sitzung am 11. August . . . . .	444
Sitzung am 12. August . . . . .	463
Geschäftliche Sitzung am 11. August . . . . .	470
- - Sitzung am 1. November . . . . .	509
- - Sitzung am 6. Dezember . . . . .	573
- - Vorstands- und Beiratswahl für 1912 . . . . .	574
Redaktionsbericht . . . . .	472
Sachregister . . . . .	652
Zugänge der Bibliothek 1911 558, 142, 188, 248, 316, 378, 508, 571, 632	

### Druckfehlerberichtigungen.

---

#### A. Abhandlungen.

- Seite 230, Zeile 4 von oben, lies „Sickerwässern“ statt „Sickwässern“.
- 303, Zeile 22 von oben, lies „Haukuppe“ statt „Xaukuppe“.
  - 313, Zeile 20 von unten, lies „BÜCKING“ statt „BÜGKING“.
  - 322, Zeile 17 von unten, lies „BARRANDE“ statt „BARRAUDE“.
  - 326, Zeile 12 von unten, lies „*Ph. elegans*“ statt „*P. helegans*“.
  - 334, Zeile 2 von unten, lies „Goniatitenkalken“ statt „Goniatiten kaeken“.
  - 471, Zeile 12 von oben, ist „*Gyroporella aequalis* und“ zu streichen.
  - 475, Zeile 15 von oben, lies „Schalen“ statt „Bivalven“.

#### B. Monatsberichte.

- Seite 269, Zeile 11 von oben, lies „Dorm“ statt „Dorn“.
-



# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

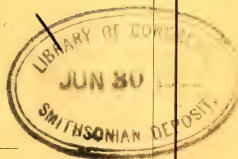
---

## A. Abhandlungen.

**63. Band.**

**I. Heft.**

Januar, Februar, März 1911.



---

**Berlin 1911.**

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger  
Zweigniederlassung  
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)  
**W 35, Schöneberger Ufer 39.**

Inhalt: Aufsätze S. 1—144. Tafel I bis VII.

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1911

Vorsitzender:	Herr BRANCA	Schriftführer:	Herr BELOWSKY
Stellvertretende Vor-	RAUFF	"	BÄRTLING
sitzende:	WAHNSCHAFTE	"	STREMME
Schatzmeister:	ZIMMERMANN	"	FLIEGEL
Archivar:	EBERDT		

## Beirat für das Jahr 1911

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen,  
C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BELOWSKY **unlichst 8 Tage** vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

**Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.**

**Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.**

**Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.**

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Samlungskustos Dr. Eberdt**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat **Professor Dr. Branca**, Berlin N4, Invalidenstr. 43.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

## Inhalt des I. Heftes.

### Aufsätze.

Seite

1. C. A. HANIEL: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. (Hierzu Tafel I—IV und 2 Textfiguren.) . . . . . 1
2. A. WURM: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. (Hierzu Tafel V—VII und 26 Textfiguren.) . . . . . 38

(Fortsetzung im nächsten Heft.)

---



# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

---

## Aufsätze.

---

### 1. Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden.<sup>1)</sup>

Von Herrn C. A. HANIEL in München.

Hierzu Taf. I bis IV und 2 Textfiguren.

#### Einleitung.

Auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Professor Dr. ROTHPLETZ unternahm ich in 5—6 Sommermonaten der Jahre 1907, 1908, 1909 eine eingehende Untersuchung des im Nachstehenden beschriebenen Gebietes, das zwischen dem Allgäuer Hauptkamm und dem Lech gelegen ist. Es fiel die Wahl gerade auf dieses, weil hier in der von AEGERTER bearbeiteten Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen des Deutsch-Österreichischen Alpen-Vereins eine ausgezeichnete topographische Unterlage bestand. Bei der Bearbeitung im Geologischen Institut der Universität München unterstützten mich Herr Professor SCHLOSSER und Herr Professor STROMER VON REICHENBACH, bei der Arbeit im Felde erhielt ich manche Mitteilung und Anregung durch Herrn Dr. AMPFERER; wofür ich den genannten Herren hier meinen herzlichsten Dank ausspreche.

Ganz besonders dankbar aber bin ich meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Professor ROTHPLETZ und Herrn Professor BROILL, für die Förderung und Anregung, die meine Arbeiten im Gebirge und Geologischen Institut München durch sie erfahren haben. —

Die ersten Beiträge zur Geologie des Gebietes lieferten die Altmeister der Alpen-Geologie, ESCHER VON DER LINTH, VON

---

<sup>1)</sup> Die zu dieser Arbeit aufgenommene geologische Karte wird demnächst auf dem westl. Kartenblatt der Allgäuer Alpen des D. Ö. A. V. veröffentlicht werden, sobald dies Blatt ganz kartiert ist.



RICHTHOFEN und VON GÜMBEL, in den bekannten diesen Alpentheil betreffenden Arbeiten (siehe Literaturverzeichnis). Vor allem haben sie schon die stratigraphischen Fragen fast völlig gelöst. Neues Interesse gewann die Gegend durch ROTHPLETZ' „Alpenforschungen“; wird doch das Gebiet im Norden von einer seiner großen Überschiebungen durchschnitten. G. SCHULZE gab später in seiner Dissertations-Arbeit eine genaue Darstellung der „geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck unter der nördlich ausstrahlenden Seitenäste“. Eine kurze Darlegung der Verhältnisse auf der Südseite schließt sich an. Er legte auch Profile durch einige der Berge, die hier näher von mir untersucht werden sollen; doch komme ich darauf noch zurück.

### Orographisches.

Das in vorliegender Arbeit besprochene Gebiet bildet den nördlichsten Zipfel des Allgäu. Im Norden begrenzt es der Allgäuer Hauptkamm, auf dem die Grenze zwischen Bayern und Tirol läuft. Gen Süden wird der Abschluß gebildet durch den Lech mit seinem idyllischen Tal. Im Westen war er mir da gegeben, wo HUGO MYLIUS in seiner Arbeit über „die geologischen Verhältnisse des hintern Begrenzer Waldes“ seine Ostgrenze legte, nämlich vom Schrofenpaß senkrecht zum Lech hin. Die Ostgrenze des kartierten Gebietes ist willkürlich; ich zog sie da, wo die schon erwähnte westliche Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen im Osten aufhört, d. h. auf einer Linie, die von Stockach am Lech über die Marchspitze zum Wilden geht. Doch gestatte ich mir in Text und tektonischer Karte das Gebiet im Nordosten bis nach Hinterhornbach zu erweitern, um einige in den vorher erwähnten Grenzen angeschnittene Fragen besser beleuchten zu können.

Dieses ganze so umrandete Territorium liegt in Tirol, und mit Ausnahme eines kleinen Baches, der, auf der Einsattelung zwischen Biberkopf und Raubgernrücken entspringend, nach NO läuft, gehört es dem Abflußgebiete des Lechs an, der es im Süden umfließt. Außer dem schon genannten Stücke des Allgäuer Hauptkammes umfaßt es noch folgende Seitenkämme desselben: Der Biberkopf entsendet den westlichsten Ast nach Süd; er ist nur kurz und trägt keinen eigenen Namen. Mit dem Hohen Licht, dem höchsten Berg der Allgäuer Alpen, zweigt der Schochentalast ab und streicht über die Ellenbogen-Spitze zum Muttekopf hin. Der dritte Ast biegt an der Öfner Spitze ab, um sich an der Hornbach-Spitze in Hornbach-Kette und Krotten-

kopf-Rothorn-Ast zu trennen. Als vierte Abzweigung ist der Kanzberg zu erwähnen, der von der Jochspitze nach Hinterhornbach zu läuft. Kleinere Bäche fließen in den Tälern zwischen diesen Rücken; doch zeigt ja alles Nähere die gute Karte der Allgäuer Alpen des Deutsch-Österreichischen Alpen-Vereins.

### Stratigraphie.

Folgende Formationsglieder setzen das behandelte Gebirge zusammen:

Alluvium,  
 Diluvium,  
 Gosaukreide. Oberes Senon,  
 Kreideflysch mit senonem Foraminiferen-Mergel,  
 Aptychenschichten,  
 Liasfleckenmergel,  
 Unterer roter Lias,  
 Kössener Schichten,  
 Plattenkalke,  
 Hauptdolomit,  
 Rauhwaacke (Raibler oder Arlberg).

Mit Ausnahme der Gosaukreide und des Kreideflysches sind die hier aufgeführten Formationen dieselben, wie MYLIUS und SCHULZE sie in ihren Arbeiten über die benachbarten Gebiete auf das eingehendste behandelt haben. Da sich in den ganzen Vorkommen wenig ändert, hieß es Bekanntes wiederholen, wollte ich ebenso eingehend darüber berichten wie sie, zumal die Schichten auch schon von RICHTHOFEN und GÜMBEL her gut bekannt sind. Ich beschränke mich deshalb bei der Beschreibung dieser Gruppen auf das Notwendigste und erweitere meine Ausführung nur da, wo mein Befund von dem der Nachbarn abweicht.

### Rauhwaacke.

In der Dolomitenwand, die bei Holzgau südlich des Lechs aufsteigt, liegt ein schmaler Zug grauer Rauhwaacke, bei der weder Versteinerungen noch Gips zu finden sind. Über und unter ihr liegt Hauptdolomit, der OW streicht, 60° S fällt. Es hat den Anschein, als ob die Rauhwaacke den Kern eines nach Nord überkippten Sattels bildete, also einem tieferen Horizonte, den Raibler oder Arlberg-Schichten, angehörte. Ihr petrographisches Aussehen gleicht am meisten dem der Arlberg-Rauhwaacke. Eine tektonische Breccie im Hauptdolomit begleitet diesen Rauhwaacken-Zug und läßt auf eine tektonische

Störung, vermutlich eine Überschiebung, schließen, die parallel zum Rauhacken-Zug verläuft. Die geringe Mächtigkeit der Rauhacke zusammen mit dem wahrscheinlichen Vorhandensein einer solchen Störung läßt nicht sicher erkennen, ob die Entstehung der Rauhacke nicht in tektonischen Gründen zu suchen ist. (Profil II und III.)

### Hauptdolomit.

Den größten Teil des Gebietes, vor allem die meisten Gipfelregionen, nimmt der Hauptdolomit ein. Mit seinen charakteristischen, eckigen Verwitterungsformen und hellen, unfruchtbaren Schutthalden ist er schon von weitem zu erkennen. Seine Farbe wechselt von hellgrau zu gelbbraun. Beim Übergang zu der Rauhacke und zu den Plattenkalken stellen sich dunklere, fast schwarze, besonders bitumenreiche Bänke ein. Eisenbohnerze und manganhaltige Kalk- und Dolomitspat-Adern, die goldgelb herauswittern, finden sich in ihm. Letztere treten besonders stark auf dem Plateau östlich vom Wilden auf und haben hier wohl zu dem Namen Goldbrunnen, sowie zu mancher abenteuerlichen Mär von Goldfunden Veranlassung gegeben. Der Eisengehalt verschafft dem Dolomit an einzelnen Stellen ein rötliches Aussehen. Gute Bankung ist durchweg vorhanden. In allen Niveaus durchsetzen den Hauptdolomit Breccien, die oft große Partien, oft nur kleine Putzen in einer sonst normalen Platte bilden. Bei den Sprengarbeiten zum Bau der neuen Straße, die von Steeg nach Warth führt, waren diese brecciösen Partien eine unwillkommene Erscheinung, da der Schuß sie nicht zersprengte, sondern in ihnen nur einen Trichter, von den Arbeitern Kanone genannt, bildete, was natürlich der Absicht der Wegbauer wenig entsprach.

Mit Ausnahme weniger, schlecht erhaltener Gastropoden- und Korallenreste habe ich im Hauptdolomit keine Fossilien gefunden. Kalkbänke und Fischechiefer-ähnliche Einlagerungen treten vereinzelt auf, wie sie schon RICHTHOFEN von dem Hauptdolomit bei Steeg an der Straße erwähnt. Beim Übergang zu der hangenden Formation der Plattenkalke verliert der Dolomit mehr und mehr seinen krystallinen Habitus, und die kalkhaltigen Bänke nehmen zu; in ihnen sind auch Ganoidschuppen zu finden. Der Übergang findet sehr allmählich statt; es wechselagern Kalk- und Dolomit-Bänke in einer Mächtigkeit von manchmal 20—30 m, weshalb die Grenze zwischen beiden nicht immer scharf zu ziehen ist. Der Hauptdolomit ist die mächtigste der hier auftretenden Formationen, doch konnte eine genaue

Bestimmung seiner Mächtigkeit nicht gemacht werden, da der Dolomit hier nirgends ungestört lagernd, von liegender und hangender Formation begrenzt, auftritt.

### Plattenkalk.

Der Übergang vom Hauptdolomit zu den Plattenkalken ist, wie schon gesagt, ein sehr allmählicher, wodurch die Grenzkartierung zwischen beiden besonders da schwierig wird, wo der Hang fast gleiches Streichen und Fallen mit der Schichtung hat, wie es oberhalb der neuen Straße östlich von Lechleiten der Fall ist. Immerhin trennen sich die Plattenkalke überall, wo sie ungestört lagern, deutlich genug vom Hauptdolomit und der hangenden rätischen Formation ab, um ihnen den Platz eines eigenen Formationsgliedes anweisen zu können. Sie bestehen aus einem dunkeln, bituminösen Kalk, der in Schichten bis zu 1 m Dicke auftritt. Nach unten ist er magnesiahaltig und leicht krystallin, nach oben wird er mergeliger, um bei einer Mächtigkeit von ca. 50 m in die Kössener Mergel überzugehen. Der Fossilreichtum ist gering. Megalodontenquerschnitte findet man, sowie *Rissoa (Holopella) alpina* GÜMBEL. An wenigen vereinzelt Stellen liegen Bänke, die gespickt sind von unbestimmbaren Schalenfragmenten, so am Rauhgern oberhalb Gehren. In dem Zuge, der von der Ablesplaißcharte zur neuen Lechstraße hinabzieht, treten zwei kleinere Gänge von Hornstein auf, deren Entstehung sekundär zu sein scheint. Die stratigraphischen Verhältnisse des ganzen Rhät lassen sich am besten in dem Zuge studieren, der vom Lech bei Prenten zur Hornbachkette zieht.

Einen Querschnitt durch diesen Zug gibt die Photographie von Söllerköpfen und Balschte-Sattel, die östlich des kartierten Gebietes von steilstehenden Rhätschichten gebildet werden. (Siehe Taf. I Profil I und Taf. II Fig. 1.)

### Kössener Schichten.

Der eben genannte Balschte-Sattel verdankt seine Entstehung den weichen Kössener Mergeln, die den Plattenkalken aufgelagert als fettes Wiesenband vom Sattel ins Tal ziehen. Auf sie folgen zunächst als Kalkmauer die oberen rhätischen Kalke, darüber als Wiesenhang der Fleckenmergel.

Die Farbe der Kössener Mergel wechselt von dunkel- bis hellgrau zu gelb und braun; ihnen eingeschlossen sind einzelne Kalkbänke, von denen eine besonders starke auch auf dem



Bilde zu sehen ist. Der Fossilreichtum ist groß. Ganze Bänke werden von Schalen aufgebaut. An bestimmbarren Fossilien fand ich:

*Terebratula gregaria* SÜSS,  
*Terebratula pyriformis* SÜSS,  
*Waldheimia norica* SÜSS,  
*Spiriferina Jungbrunnensis* PETCH.  
 (*uncinnata* SCHAFFH.),  
*Avicula contorta* PORTL.,  
*Gervillia inflata* SCHAFFH.,  
*Mytilus minutus* GOLDF.,  
*Myacites Escheri* WINKL.,  
*Cardita austriaca* HAUER.,  
*Pleuromya bavarica* WINKL.,  
*Gervillia praecursor* QUENSTEDT.

In den Mergeln der Allgäuer Schubmasse, dem Schafrücken gegenüber im Marchertal sammelte ich einen *Sargodon tomicus* PLIENINGER.

Aus dem Zug des oberen Rät, der vom nördlichen Wilden zum Wiedener Kopf zieht, ist mir ein *Cidaris Curioni* STOPPANI bekannt, den dort der Oberstdorfer Führer BREITENAUER, ein eifriger Fossilsammler, fand.

Über den Mergeln liegen hellgraue bis blaugraue, dichte, sehr dickbankige Kalke; es sind dies die oberen rätischen Kalke. Megalodontenquerschnitte sowie verästelte Korallen (*Lithodendron*) treten in ihnen häufig auf; erstere sind besonders zahlreich an den Aufschlüssen der neuen Straße bei Lechleiten. (Siehe Taf. III Fig. 1.) Korallen dagegen überwiegen in den Kalken im oberen Schochental. *Terebratula pyriformis* SÜSS fand ich in den Simmswasserfallfelsen, ein Stielglied von *Pentacrinus bavaricus* WINKL. am Rauhgern. Die Mächtigkeit der ganzen Kössener Schichten beträgt 150—180 m.

### Roter Lias.

Der unterste Lias wird auch hier vertreten durch einen dunkelroten, tonigen, knolligen Kalk, der durch verschiedene Verteilung des Eisengehaltes marmoriert erscheinen kann. Schlecht erhaltene Ammoniten, Nautiliden, Belemniten und Brachiopoden lassen sich finden. Dünnschliffe zeigen Reste von Zweischalern, Foraminiferen, Echinodermenstacheln und Crinoideen. Letztere häufen sich bisweilen derart an, daß sie dem Kalk ein kristallines Aussehen geben. Der von SCHULZE und MYLIUS erwähnte graue Kalk, der den roten vertritt, ist, wie mir verschiedene

allmähliche Übergänge zeigten, derselbe Kalk wie der rote, nur fehlt hier die Eisenimprägnation und damit die rote Farbe. Ein langer Zug eines derartigen hellen Kalkes liegt am Schönanger im oberen Schochenalptal. Häufig fehlt der rote Lias gänzlich, was bei der geringen Mächtigkeit von 3—6 m aus Gründen der Tektonik sowohl wie der Sedimentation leicht erklärlich ist. An vielen Stellen wird er aber auch wohl durch die starke Vegetation verdeckt oder schwer erkennbar durch das Fehlen der roten Farbe.

### Lias-Fleckenmergel.

Die für das Allgäu so charakteristischen Fleckenmergel mit ihren weichen Verwitterungsformen und fruchtbaren Wiesenböden treten in meinem Gebiet in der gewohnten Weise auf. Leider macht ihre Fossilarmut es unmöglich, eine genauere stratigraphische Einteilung des über 500 m mächtigen Komplexes zu geben. Das typische Gestein ist ein hellgelb, in höheren Lagen auch blaugrau verwitternder, im frischen Bruche dunklerer Mergelkalk, der mit den bekannten, Fucoiden-ähnlichen Flecken bedeckt und durchsetzt ist. Kalkbänke wechsellagern in diesen Schiefern, es sind hier besonders einige grauschwarze, massige Kalkbänke von je 1 m Mächtigkeit zu nennen, die in der Lechtaler Schubmasse etwa 10 m über den roten Kalken liegen. Braune Hornsteine und dunkle Kieselkalke treten häufig auf; am zahlreichsten in dem Zug, der dem Hohen Licht im Süden aufliegt. Als große Linseneinlagerungen kommen in den Fleckenmergeln dunkle Manganschiefer mit bläulicher Verwitterungsfarbe vor; die in diesen lagernden, wohl ausgebildeten Quarzkryställchen sind ja von der schwarzen Milz her gut bekannt. Besonders bemerkbar machen sich die Manganschiefer in den obersten Partien der Allgäuer Schubmasse dicht unter der Lechtaler Überschiebung. So liegen sie, von Ost nach West genannt:

Im Arztobel (Erztobel) zwischen Blaseneck und Hennensteig im Hornbachtal, unter Karlespitz und Kanzberg, in der March, in der schwarzen Milz, im Metzgerobel, bei Lechleiten südlich des Wirtshauses und dort an der neuen Straße. Es scheint dies alles derselbe große Zug von Manganschiefern zu sein.

In der Lechtaler Schubmasse befinden sie sich in den Liasmergeln, die dem Hohen Licht aufliegen; sie erstrecken sich dort von der schwarzen Krenz am Hochalpglat bis zum Greiner hinab. Eine zweite kleinere Partie tritt unter der Kanzell oberhalb des Haselbauers auf. Sie liegen überall in einem

hohen Horizont der Fleckenmergel und sind, wie schon angedeutet, im Norden des Gebietes viel mächtiger als in den südlicheren Schuppen.

An Fossilien tritt am häufigsten *Inoceramus Falgeri* MER auf, und zwar in einem Horizont nah über dem Rät; er entspricht der  $\gamma$ -Stufe des Lias, die auch durch die von SCHULZE in der Einsattelung zwischen dem Hohen Licht und Peischelspitze gesammelten Ammoniten: *Cycloceras binotatum* OPP. und *Cycloceras Actaeon* D'ORB. vertreten wird. In höheren Horizonten treten *Harpoceras* (*Grammoceras*) *Kurrianum* OPP. und *Harpoceras* (*Arietoceras*) *Allgovianum* OPP. nicht selten auf; sie charakterisieren die  $\delta$ -Stufe. Aus den obersten Lagen der Fleckenmergel sind mir keine Versteinerungen bekannt. Unter dem  $\gamma$ -Horizont fand ich an einzelnen Stellen Mergel mit Crinoideenstielresten, die große Ähnlichkeit mit *Pentacrinus tuberculatus* MILL. haben; so liegen sie in den tiefsten Schichten des Fleckenmergels in der Einsattelung südlich des Hohen Lichtes. Mit ihnen sammelte ich hier im Hochalpsgrat, dem die Ausbildung des roten Lias fehlt, ein Windungsstück von *Arietites bavaricus* BÖSE. Es scheint also auch die  $\beta$ -Stufe zum Teil im Fleckenmergel noch vertreten zu sein.

In den Dünnschliffen lassen sich Radiolarien und Nadeln von Hornschwämmen erkennen. Außer der oben erwähnten Crinoideen führenden Bank im untersten Fleckenmergel treten Crinoideenkalke auch noch in höheren Horizonten auf. Die Anwitterung verschafft denen aus dem mittleren Lias ein breccienhaftes Aussehen; während die aus den höchsten Niveaus, die den Übergang zum postliasischen Jura bilden, ein mehr krySTALLINES Aussehen haben.

### Oberer Fleckenmergel.

In dem ganzen, verhältnismäßig wenig gestörten Jurazug, der von Steeg nach Elbigenalp läuft, tritt der Jura in folgender Weise auf. Das Hangende des im vorigen Abschnitt beschriebenen Fleckenmergels bildet eine 5—15 m mächtige Serie von dunklen Kieselkalken, dünnen Mergellagen und krystallinen Kalken, die im Dünnschliff deutlich als Crinoideenkalke zu erkennen sind.

### Zone der bunten Hornsteine.

Über der obigen Serie folgt eine bis zu 30 m mächtige Schicht von grünen, auch braunen, schwarzen und rötlichen Hornsteinen, die im Dünnschliff zum Teil gut erhaltene Radio-

larien (Spumellarien und Nassellarien) zeigen. Die bunte Färbung dieser Hornsteine ist natürlich auf verschiedene Oxydationsstufen von Eisenverbindungen zurückzuführen. Diese Hornsteinserien verwittern sehr schwer und bilden gerne Spitzen und Grate. Das klassische Beispiel hierfür ist ja die nadel-förmige Höfats im Norden meines Gebietes; in letzterem selbst verdanken Rothorn und Jöchelspitze mit ihren Graten dem Hornstein ihre Gestaltung. (Siehe Taf. II Fig. 2.)

### Aptychenschichten.

Rote Mergelkalke mit roten Hornsteinen, zusammen ca. 20 m mächtig, lagern über der bunten Hornsteinserie und werden bedeckt von den bekannten hellgrauen dichten Kalken, die bei Anhauchen auf frischem muscheligen Bruch leicht gelb erscheinen; die Mächtigkeit der letzteren beträgt bis zu 250 m. Auch in diesen hellen Kalken liegen vereinzelte dünne Bänke eines dunkelgrauen, oft feinkrystallinen Kieselkalkes. Dünnschliffe aus den hellen Kalken lassen Foraminiferenreste und Spongien-nadeln erkennen. Nach oben zu werden die lichten Kalke gelbgrau und zeigen in den höchsten Lagen Flecken, die denen des Fleckenmergels ähnlich sind. Der helle Kalk sowie der rote Mergelkalk führen nesterweise folgende Fossilien (beste Fundstelle: Südhang des Rothorns): *Aptychus Beyrichi* OPP., *Aptychus lamellosus* Zr., *Aptychus punctatus* Volrz. Sie sind dem Tithon zuzurechnen.

Zwischen diesen Aptychenschichten, deren Alter so sicher als Tithon bestimmt ist, und dem Lias  $\delta$ , der sich im mittleren Fleckenmergel durch *Harpoceras Kurrianum* OPP. und *Harpoceras Allgovianum* charakterisiert, haben wir einen ca. 250 m mächtigen Schichtenkomplex, aus dem kein leitendes Fossil bekannt ist.

Typische Fleckenmergel, Kieselkalke, Crinoideenkalke und bunte Hornsteine setzen ihn zusammen und zeigen an, daß ein öfterer Wechsel in den Sedimentationsbedingungen stattgefunden hat. Da sich jedoch zwischen diesen Gesteinen nirgends eine Diskordanz oder ein Transgressionskonglomerat finden läßt, liegt kein sicherer Grund zur Annahme einer Unterbrechung der Sedimentation vor; eher kann man die erwähnten fossilileeren Horizonte als Vertreter der fehlenden Formationsglieder ansehen. Die fossilileeren Fleckenmergel entsprächen dann etwa dem oberen Lias, die oberen Kieselkalke und Crinoideenkalke dem Dogger, die bunten Hornsteine dem unteren Malm. Doch läßt sich diese Annahme nicht beweisen.



### Kreideflysch.

Über den obersten gelblichen Aptychenkalken liegen im Tale des Giblerbaches sowohl wie im Südhang des Lechtales vom untern Hagerntal bis zum Holzgauerwald weiche Mergelschiefer mit Fucoiden. Der Übergang von den Kalken zu diesen Mergeln ist meist ein sehr allmählicher. Die obersten Kalke führen Linsen von gelblichen, grauen Schiefern; dann wechsellagern dunklere, gelbe Kalk- und Mergelbänke, bis die Schiefer überwiegen und Kalklinsen einschließen, die immer kleiner und kleiner werden; zuletzt endlich treten nur noch grünlichgraue Mergel zutage, die sich stellenweise rot und grün färben. Wo der Wechsel von Kalken zu Mergeln schneller vor sich geht, wie im Höhenbachtal, tritt zwischen ihnen eine dünne Schicht von dünnblättrigen Schiefern auf, die ganz mit kleineren Kalklinsen erfüllt ist und so eine Ähnlichkeit mit einem Konglomerat hat; doch möchte ich ihre Entstehung nicht einer Unterbrechung, sondern einem Wechsel in der Sedimentation zuschreiben. Eine deutliche durchgehende Diskordanz zwischen diesen Kalken und Mergeln habe ich nicht beobachtet; allerdings tritt stellenweise eine Abweichung im Fallen und Streichen der härteren, kalkigen und weicheren, mergeligen Bänke auf, so am Asum im Höhenbachtal. Doch können derartige Diskordanzen im Gebirge leicht zwischen mechanisch sich verschieden verhaltenden Schichten vorkommen. In einer Rinne am Asum, die im Übergang der beiden Gesteinsarten liegt, fand AMPFERER in einer abgestürzten Mergelplatte einen Belemniten, den er mir überließ. Leider gelang es mir nicht, ihn spezifisch zu bestimmen. — Die Mergel sind häufig bedeckt von Fucoiden, deren schlechter Erhaltungszustand eine genaue Bestimmung unmöglich macht. Es handelt sich aber um echte Flyschfucoiden, denn sie zerfallen in verdünnter Salzsäure nicht, enthalten also kein Kalkcarbonat, was, wie ROTHPLERTZ nachwies, für die Flyschfucoiden der nördlichen Kalkalpen charakteristisch ist.

Im Dünnschliff zeigen die Mergel Reste von Foraminiferen; letztere sind zahlreich in den rot gefärbten Stellen (*Globigerinen*, *Discorbina*). Die Mächtigkeit der Flyschmergel ist nicht genau zu bestimmen, da man nicht sehen kann, inwieweit die Schiefer gestört oder gefaltet liegen; doch dürfte sie wohl 200 m übertreffen.

### Senone Foraminiferen-Mergel.

Am Eingang zum Höhenbachtal, beim Antonienbad, liegen diesen Schiefern konkordant und, soweit beobachtet, ohne Störung dünnblättrige, leichte Mergel auf, die Kohlenpartikelchen und Schmitzen führen, und deren Foraminiferenreichtum sich schon makroskopisch andeutet. Typische Fucoiden fand ich in ihnen nicht. —

Herr Ober-Medizinalrat Dr. J. G. EGGER verpflichtete mich dadurch zu großem Dank, daß er die Bestimmung einiger Foraminiferen dieser lichten Schiefer ausführte und mir die Resultate mitteilte. Da sich das Material nicht schlämmen ließ, stützen sich diese Bestimmungen nur auf Schliffpräparate. Unter den vielen schlecht erhaltenen Formen, deren Arten kaum zu erkennen waren, konnte er nur einige sicher bestimmen:

*Anomalia ammonoides* REUSS,  
*Discorbina canaliculata* REUSS,  
*Discorbina pertusa* MARSSON,  
*Globigerina aequilateralis* BRADY,  
*Globigerina cretacea* D'ORBIGNY,  
*Globigerina bulloides* D'ORBIGNY,  
*Orbulinaria sphaerica* KAUFMANN,  
*Orbulinaria ovalis* KAUFMANN.

Es sind dies alles Formen, die EGGER auch bei seinen Untersuchungen in den Seewenschichten der Schweiz und des Schliersee-Tegernsee-Gebietes vorfand (Foraminiferen der Seewener Kreideschichten. Sitzungsbericht der K. Bayr. Akad. der Wissenschaften 1909. II. Abhandl.).

Nach den Schlußworten seiner Abhandlung ist das massenhafte Auftreten der kugelförmigen und der weckenförmigen *Orbulinaria*, die sich auch beide hier häufiger finden, als ein besonderes Merkmal der Seewenschichten zu betrachten. Somit ist also auch das Alter dieser Antonienbad-Mergel als Senon anzusprechen; hiermit stimmt der petrographische Habitus der Mergel überein; er gleicht demjenigen der Mergel aus den Trettachanlagen bei Oberstdorf, die ROTHPLETZ und SCHULZE als Seewenschichten bezeichnen.

Die die Antonienbad-Mergel unterlagernden, Flyschfucoiden führenden Schiefer sind demnach entweder auch senonen Alters oder älter als Senon. Die Frage, ob sie zusammen mit den Übergangsschichten aus den Aptychenschichten, die, wie der Belemnit andeutet, wohl dem Neocom zuzurechnen sein dürften, die ganze vorsenone Kreide repräsentieren, kann nicht entschieden werden, da erstens, wie oben gezeigt wurde, es nicht ganz

sicher ist, ob nicht vielleicht doch eine Unterbrechung der Sedimentation stattgefunden hat, zweitens die Möglichkeit vorhanden ist, daß eine tektonische Störungslinie diese weichen grasbedeckten Gebilde irgendwo durchsetzt, eine Störungslinie, die einen Teil der Kreideformation ausfallen ließe. Betont soll noch werden, daß, wie es alle in Frage kommenden Aufschlüsse deutlich zeigen, der Kreideflysch den Aptychenschichten aufgelagert, also keiner tieferen Decke oder Schuppe angehören kann.

### Gosaukreide.

In der Besprechung der Lechtaler Schubmasse erwähnt SCHULZE ein Konglomerat, das er bei einer kurzen Begehung dieses Gebietes in der Einsattelung zwischen Hohem Licht und Peischelspitze bemerkte. Daß es postjurassisch sei, entnahm er der Lagerung auf dem Fleckenmergel und dem Umstand, daß es zum Teil aus bunten Hornsteinen gebildet wurde. Da er infolge der kurzen, ihm zur Verfügung stehenden Zeit keine Fossilien fand, vermutete er in ihm eine Flyschbildung, ließ aber die Frage offen. Bei genauerer Begehung des Gebietes hat sich dieses Konglomerat mit den darüber liegenden Schichten als Gosaubildung herausgestellt. In dem Fleckenmergelzug, der der Trias des Hohen Lichtes südlich aufliegt und im Süden von dem Hauptdolomit der Ellbogener-Überschiebung bedeckt wird, ist an drei Stellen diese Gosaukreide überkippt eingemuldet. Kleinere Komplexe liegen am Hochschuß und westlich des verbogenen Kars; der ausgedehnteste bildet in überkippt doppelt gemuldeter Lagerung den größten Teil des Hochalpgrates. Es ist dies alles derselbe Zug, der nur durch Tektonik und Erosion zerrissen erscheint. Die nähere Ausbildung dieses Gosauvorkommens ist folgende:

Über den Fleckenmergeln und Manganschiefern liegt in meist stark diskordanter Weise ein  $1\frac{1}{2}$ —3 m mächtiges Konglomerat. In den unteren Partien besteht es aus eckigen bis kantengerundeten Bruchstücken von Kalken und Hornsteinen, deren Größe gewöhnlich zwischen Erbse und Faust schwankt; am Hochalpgrat liegen aber einige mannshohe Brocken der Aptychenschichten darin, deren Ausdehnung so groß ist, daß man sie als Erosionsklippen anzusprechen geneigt ist. Während am Hochschuß der untere Teil des Konglomerates aus Liaskalken und Liashornsteinen gebildet wird, setzt er sich in den westlichen Vorkommen vorwiegend aus Gesteinen der Aptychenschichten zusammen. Hauptdolomit oder Triaskalke sind nirgends in ihm beobachtet worden. Nach oben werden überall

die Komponenten des Konglomerates kleiner, wohlgerundeter und bestehen aus jurassischen bunten Hornsteinen und hellen Kalken, bis es ganz in einen dunkelgrauen, sandigen Kalk übergeht, der rötlich anwittert. Dünnschliffe aus diesen Kalksandsteinen zeigen Reste von Foraminiferen und Spongien; im Polarisationsmikroskop erkennt man in ihnen einzelne Quarzkörnchen. In einem abgestürzten Block des Konglomerates fand ich Bruchstücke von Hippuriten, deren äußere Schalenschicht leider nicht erhalten ist, weshalb eine sichere Bestimmung nicht möglich ist. Den Querschnitten nach, die zum Teil gute Bilder liefern, gehören sie in die Nähe von *Hippurites Oppeli* Douv. sowie von *Hippurites socialis* Douv. — Eine Bucht des Gosaumeeres hat also hier die verhältnismäßig noch wenig gestört liegenden Juraschichten bespült, und seine Brandung hat die angefressenen Juragesteine zum Konglomerat verarbeitet. Die Mächtigkeit des letzteren und der Kalke zusammen beträgt bis zu 10 m.

Über diesem Komplex lagert eine Serie von lichten Mergeln, deren Mächtigkeit nicht genau bestimmt werden konnte, da sie heute überall das Innerste einer überkippten Mulde bildet; jedenfalls beträgt sie aber über 80 m. Die starke spätere tektonische Inanspruchnahme verursachte es, daß die harten Konglomerate und Kalksandsteine oft zu den weichen hangenden Schiefen diskordant liegen; es läßt sich dann zwischen beiden häufig eine Ruschelzone konstatieren.

Diese lichten Mergel enthalten einzelne Schichten, die reich an Fossilien sind; eine solche, wohl die reichste, liegt 4 m über den dunklen Kalksandsteinen. Auf den angewitterten Platten dieser Schichten haben sich die Fossilien mitunter gut erhalten.

#### 1. *Turritella Fittoniana* MÜNST.

Diese Art ist sehr zahlreich vertreten. Bei mehreren Exemplaren ist der oberste Hauptgürtel schwächer entwickelt als die untern. Die Spitzen verlieren fast gänzlich die Zwischen-gürtel sowie die Körnelung der Hauptgürtel. Wie es auch ZEKELI erwähnt, finden sich Individuen dieser Art mit übereinander vorragenden, beinahe fünfseitigen, unten scharf gekanteten Windungen.

#### 2. *Cerithium furcatum* ZEK.

Mehrere gut erhaltene Exemplare liegen vor, die ausgezeichnet auf die von STOLICZKA gegebene Beschreibung passen. Basis und Mündung sind leider nirgends erhalten.

3. *Cerithium (Pirenella) sociale* ZEK.

Das einzige kleine Exemplar dieser Art, das ich fand, ist leider da, wo nach STOLICZKA der feingekörnte Spiralstreifen zwischen den Hauptgürteln liegen sollte, von Rissen durchsetzt; doch paßt die übrige Beschreibung gut. Die netzförmig verbundenen Körnchen stehen um ihren doppelten Durchmesser auseinander, wie es ZEKELI angibt.

4. *Actaeon Blankenhorni* BOEHM.

Ein Exemplar dieser Art sammelte bei einer gemeinsamen Begehung Herr ROTHPLETZ. Es weist eine gut erhaltene Struktur auf, doch ist seine Mündung auch nicht vollständig erhalten. J. BOEHM gibt an, daß der letzte Umgang ca.  $\frac{2}{3}$  der Gesamthöhe hätte. Bei den größeren der in der Münchener Sammlung befindlichen BÖHMSchen Original Exemplare trifft dies nicht zu. Auch das hier vorliegende, das das letzte noch an Größe etwas übertrifft, ist nicht so schlank gebaut; woraus zu schließen wäre, daß diese Art mit zunehmender Größe an Schlankheit abnimmt.

5. *Laxispira trochleata* J. BOEHM.

Der von BOEHM gegebenen Beschreibung ist hinzuzufügen, daß die kräftigeren Spiralstreifen an einzelnen gut erhaltenen Stellen feine Körnelung aufweisen, was auch an den BÖHMSchen Originalen zu beobachten ist. Mein besterhaltenes Stück zeigt auf der letzten Windung senkrecht zu ihr verlaufende, schwache Schwielen; solche sind bei den BÖHMSchen Originalen nicht zu sehen, wohl aber bei einigen in der Münchener Sammlung befindlichen Exemplaren dieser Art aus dem Gosautal selbst.

6. *Gryphaea vesicularis* LAM.

Sie tritt häufig auf; auch finden sich Reste von ihr in den Kalksandten.

7. *Janira quadricostata* SOW.8. *Astarte similis* MÜNST.9. *Astarte subsimilis* BOEHM?

Von diesen drei letzteren fand ich je ein Exemplar.

10. *Nucula subredempta* BOEHM?

Das einzige vorhandene Exemplar dieser Art läßt nur die Außenseite erkennen, die gut mit der Beschreibung übereinstimmt. Jedoch ist sie kleiner als BOEHMS Originale.

11. *Serpula subtorquata* MÜNST.



Außer diesen fanden sich vor:

Eine Nuculide, von der nur die Innenseite sichtbar ist; ihre Form erinnert stark an *Leda Reussi* (GÜMBEL) BOEHM, doch ist die Zahl der gewinkelten Schloßzähne geringer.

Fragmente von Inoceramenschalen, sonstiger Lamelli-branchiaten und Gastropoden; Einzelkorallen (*Trochomilia*).

Baumförmige, ästige Bryozoenstöcke, deren röhrlige Zellen auf allen Seiten der Äste münden, und deren Längsschnitte denen der Cerioperiden gleichen. Kohlenpartikelchen treten häufig auf; eine Schicht ist mit Resten von Pflanzen bedeckt.

Was die nähere Altersbestimmung dieser Gosaukreide anbelangt, so können hier nur die Fossilien einen Anhalt bieten, die ich mit den von J. BOEHM in seiner Arbeit über die Kreidebildungen des Fürberg und Sulzberg beschriebenen Arten identifizieren konnte. J. BOEHMS Originale stammen alle aus den Gerhardsreiter und Plattenauer Mergeln, deren Alter er als unteres Mastrichtien bestimmte. Wir haben es hier also mit einer jungen Gosauablagerung zu tun, die noch im oberen Senon sich bildete. Das genauere Alter des Konglomerates zu bestimmen, ist wegen der schlechten Erhaltung der Hippuritenbruchstücke nicht möglich, doch dürfte es auch nicht viel älter sein als die hangenden Schichten.

Es ist dieses das westlichste, bisher sicher bestimmte Vorkommen von Gosaukreide in den Nordalpen. Vielleicht stellt es die Strandbildung zu den oben besprochenen senonen Foraminiferen-Ablagerungen dar.

### Diluvium.

In der „Vergletscherung der Deutschen Alpen“ (S. 95—97) stellt PENCK folgende Regeln auf: „Die Verteilung der mächtigen Grundmoränen hängt von der Breite des Gletscherbettes ab. Wo sich dasselbe verengt, treten die Moränen zurück, wo es sich erweitert, stellen sie sich an seinen Gehängen ein. Die mächtigen Grundmoränen finden sich da, wo die Gletscherbewegung eine langsamere war oder sehr verlangsamt wurde.“

Für diese Ansicht bildet mein Gebiet ein gutes Beispiel. Der aus dem obersten Lechtal strömende Lechgletscher sah sich bei Warth in seinem Lauf durch das vor ihm liegende Massiv des Biberkopfes gehemmt; er teilte sich infolgedessen, wie es auch PENCK und nach ihm MYLIUS annehmen, in zwei Arme. Den einen sandte er über den Schrofenpaß ins Rappental dem Stillachgletscher zu, den andern in das enge Lechtal. Da, wo er sich staute, vor dem Übergang über den

Rauhgernrücken, hinterließ er mächtige Moränen, wie wir sie zwischen Gehren und dem Wirtshaus von Lechleiten finden; in dem engen Lechtal dagegen sind die hinterlassenen Spuren äußerst gering. Bis zu einer Höhe von 1500 m fand ich hier und da auf der Hauptdolomitunterlage des Biberkopfmassivs kleine Stücke stark verwitterter Juragesteine, die wohl nur der Gletscher hingebracht haben konnte. Als gut kartierbare Moränenablagerung des Lechgletschers ist nur eine hervorzuhoben, nämlich an der Serpentine, die die neue Straße zwischen Steeg und Lechleiten macht. Wie südlich des Rauhgern finden sich auch hier nur geritzte Kalkgerölle, keine Gesteine aus den Zentralalpen. Die Moräne hier ist kiesig, tonarm und mit fluvialen Lechschottern vermischt. Die Arbeiten an der neuen Straße haben auch einen kleinen Gletscherschliff auf Plattenkalken freigelegt, der jedoch wohl bald wieder verschüttet sein wird. Im weiteren Verlauf kann man nur noch die erodierende Tätigkeit des Gletschers an den häufigen Terrassen der linken Talseite sowie an einem einzelnen Rundhöcker an der Kirche von Holzgau vermuten.

So gering wie diese Spuren des Hauptgletschers sind, so hervorstechend sind die der vielen kleinen Seitengletscher, die in den höheren Regionen zwischen den kleineren, ausstrahlenden Gebirgskämmen eine große Anzahl von Karen hinterließen. Daß diese kleinen Gletscher Schwankungen unterlegen sind, zeigt die häufige Ausbildung von Kartreppen, wie sie sich schon auf dem Kartenbild erkennen lassen. Besonders typisch sind sie in der Südabdachung der Hornbachkette ausgebildet. PENCK setzt die Entstehung solcher Treppenkarre in die postglaziale Übergangszeit. Im obersten dieser Kare ist mehrfach ein kleiner See mit deutlichen Seealluvionen (Sanden) erhalten. Die von diesen hochliegenden Seitengletschern herrührenden Moränen bestehen aus Hauptdolomit, der ja die meisten Gipfelpartien aufbaut. Da die transportierende Kraft sowie der zurückgelegte Weg nicht groß waren, wurden den harten Hauptdolomitbrocken keine Schrammen und Ritzen beigebracht. Aus diesen Gründen ist es oft schwer, die Moränenreste von dem Gehängeschutt zu unterscheiden. Noch schwerer wird die Unterscheidung, wenn es sich nicht um ausgesprochene Moränen, sondern um diluvialen Eis- oder Firnschutt handelt. An einigen Stellen sind die Moränen aber noch in sehr charakteristischer Form erhalten geblieben. So liegt eine typische Seitenmoräne oberhalb des oberen Sattelbaches östlich der Ellenbogenspitze. Typische Stirnmoränen, die Zeugen der letzten Existenz der Gletscher, finden sich im Hermannskar,

im Öfnerkar, oberhalb der Peischel und in der Winternis. Rundhöcker lassen sich in den Karen oft beobachten.

SCHULZES Vermutung, daß eine, wenn auch unbedeutende Verbindung des Lechgletschers mit dem Trettachgletscher über das Mädeljoch stattgefunden hätte, kann ich nicht teilen. Der gekritzte Hauptdolomit im Kessel der Kemptener Hütte, der ihn zu der Vermutung brachte, wird wohl doch von einem kleineren Lokalgletscher stammen. Wenn wirklich im Maximum der Eiszeit hier eine Verbindung gewesen wäre, so dürfte sich das Moränenmaterial während der ganzen übrigen Eiszeit kaum erhalten haben. In dieser aber flossen die Gletscher wie die heutigen Bäche. Roßgumpen- und Schochenalptal-Gletscher vereinigten sich an der untern Roßgumpenalp, um gemeinsam das Höhenbachtal hinabzufließen. Der Schochentalgletscher beschrieb einen rechten Winkel zum Lech hin und hinterließ da, wo er sich staute, auch Moränenmaterial; so findet man auf dem Wege von Holzgau zur Kemptener Hütte bei 1550 m auf der Hauptdolomitunterlage noch Gosau- und Kössener Brocken, die nur aus dem oberen Schochental stammen können.

In der diluvialen Zeit hat auch die Übertiefung des Lechtales gegenüber den Seitentälern stattgefunden, wodurch die Steilstufen der Seitentäler, die Wasserfälle und tiefen Schluchten der heutigen Seitenbäche vor ihrer Mündung in den Lech bedingt sind.

Den großen Bergsturz, der von den steilstehenden Rätsschichten ins Lechtal bei Hägerau niedergegangen ist, dürfte man für jungdiluvial halten in Anbetracht des stark verwitterten, feinen bis lehmigen Materials, in dem die größeren Blöcke eingebettet liegen. (Siehe Taf. IV Fig. 2.)

Zu erwähnen wären hier noch zwei große Hauptdolomitblöcke, die in der Umgebung des Marcherloches dem Fleckenmergel aufliegen. Der eine bildet die Hornspitze, der andere liegt noch tiefer, bei den Mitteltälern. Beide stammen aus der Hauptdolomitdecke, die den Fleckenmergel des Marcherloches bedeckte, und deren Fortsetzung im Süden und Norden die Liaswände heute noch krönen. Zur Diluvialzeit sind die Blöcke transportiert und in ihre heutige tiefe Lage gebracht worden.

### Alluvium.

Unter den alluvialen Bildungen hat der Gehängeschutt den größten Anteil, und zwar liefert der Hauptdolomit die meisten und größten Schutthalden, die hell verwitternd, von weitem gesehen, Schneefeldern gleichen. Kartiert ist der Gehängeschutt

nur da, wo er das anstehende Gestein völlig verdeckt. Fluß- und Bach-Alluvionen spielen keine große Rolle. Die des Leches werden vielfach beschränkt durch die Schuttkegel, welche die Bäche bei ihrer Einmündung in das Lechtal bilden; auf einem solchen liegt auch Holzgau. Größere Bergstürze mit sicherem postglazialen Alter sind von der Nordwand des Wilden Kasten und der Wildmahdspitze, von der Wand an den Bitzen, an der kleinen Steinschachte, sowie bei Walchen im Lechtal niedergegangen. Ein kleinerer Ferner liegt an der Südseite der Mädele-Gabel.

### Tektonik.

Die im stratigraphischen Teil beschriebenen Sedimente sind innerhalb des beschriebenen Gebietes nirgends in ruhiger Lagerung anzutreffen; überall sind sie von der gebirgsbildenden Kraft beeinflußt worden. Unter den daraus resultierenden Faltungen machen sich die Mulden und Muldenflügel besonders bemerkbar, während die Sättel weniger stark in die Erscheinung treten. Am charakteristischsten für die Tektonik des Gebietes ist das Vorhandensein vieler Längsstörungen, d. h. solcher, die mehr in der Streich- als in der Fallrichtung der Schicht- und Faltenzüge verlaufen. Sie fallen gen Süden ein, und ihr Hangendes ist durchweg älter als das Liegende. Wir haben es also mit Überschiebungen zu tun. Weniger gut als diese markieren sich die Querstörungen, weil ihre Wirkungsart und Weite nicht so bedeutend ist wie die der Längsbrüche. Wie stark aber die Kalkzüge auch von kleineren Querbrüchen durchsetzt sind, zeigen die Aufschlüsse an der neuen Straße von Steeg nach Warth. Bild 1 läßt Blattverschiebungen erkennen, die durch die Sprengarbeiten bloßgelegt worden sind. Dieselbe Kössener Mergelbank mit welliger Oberfläche ist viermal immer um 1—2 m nach Norden vorgeschoben worden. Ähnliche kleine Störungen durchsetzen wohl das ganze Gebirge, nur sind sie, da solch gute Aufschlüsse selten, nicht immer zu beobachten.

Unter den Überschiebungen hebt sich durch größere Schubweite und seitliche Ausdehnung die nördlichste hervor, die den Allgäuer Hauptkamm auf die Fleckenmergel der Allgäuer Schubmasse schiebt. ROTHPLETZ hat den Verlauf dieser großen Lechtaler Überschiebung nach Ost und West beschrieben und ihre Bedeutung als eine Begleiterscheinung zu der großen rätischen Überschiebung hervorgehoben. (Alpenforschungen II.)

SCHULZE gab eine Detailbeschreibung ihres Durchganges durch den Allgäuer Hauptkamm für das bayrische Gebiet.

Sehen wir uns hier zunächst den in das behandelte Gebiet fallenden Teil der Allgäuer Schubmasse und den Verlauf der Lechtaler Überschiebung an, um dann zu der Lechtaler Schubmasse überzugehen.

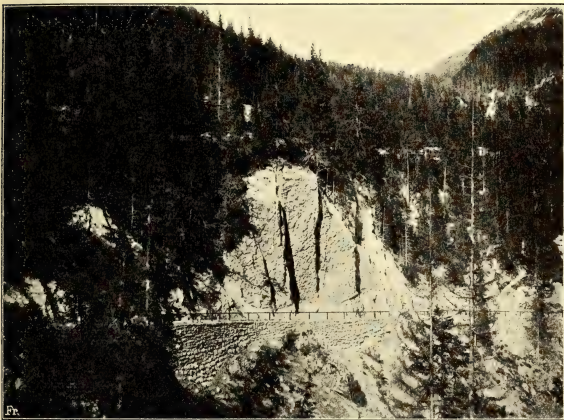


Fig. 1.

Blattverschiebungen einer Kössener Bank an der neuen Lechstraße.

### Die Allgäuer Schubmasse.

Der auf das behandelte Gebiet fallende Anteil der Allgäuer Schubmasse ist von geringer Ausdehnung, nur mit einzelnen Zungen greift sie über den Allgäuer Hauptkamm ins Tiroler Land hinein. Sie besteht hauptsächlich aus Liasfleckenmergel, der sich in vielen Falten übereinander türmt. Zwischen Märzle und Hornbachjoch erreicht er seine stärkste Ausdehnung, baut er doch hier die Wände von Kreuz- und Rauh-Eck auf, aus der Tiefe des Marchertales bis zu einer Höhe von 2385 m reichend. Nur die tiefste Sohle des Tales wird von den fast eben lagernden Triasschichten gebildet. — Hier unten am Hager zeigt sich wieder deutlich die Dislokationslinie, die SCHULZE für das Dietersbachtal annimmt, und die zwischen



Rauh- und Kreuz-Eck den Gebirgskamm treffen soll. Auf der Tiroler Seite hat sie das tief in den Fleckenmergel eingerissene Helletal verursacht. Unten im Hornbachtal disloziert sie die Kössener Kalke und schneidet zu gleicher Zeit eine kleine Längsstörung ab, die die oberen Kössener Kalke direkt auf den Hauptdolomit legt. In die Lechtaler Schubmasse scheint sie sich nicht fortzusetzen.

Auch der Liaszug der Allgäuer Schubmasse im Westen des Gebietes ist gefaltet. Er bildet den Kern einer von SW nach NO streichenden, nach NW überkippten Mulde, die auf beiden Flügeln von Triassätteln begleitet wird. Dem nordwestlichen Sattel, der den Rauhgermrücken bildet, lagert jedoch der Fleckenmergel nicht ungestört auf; zwischen beiden Formationen verläuft vielmehr parallel zum Rauhgerm eine Störungslinie, längs welcher der Lias der Trias aufgeschoben wurde. Hierdurch erklärt sich das unvollkommene Auftreten und stellenweise gänzliche Fehlen des oberen Rät zwischen Lias und Hauptdolomit im Süd-Osten des Rauhgerms. Die südöstliche Triasantiklinale wird dargestellt durch obere Kössener Kalke, deren überkippte Sattellagerung am besten bei Lechleiten ausgebildet ist, wo ihnen noch roter Lias umgelagert liegt, während man in einzelnen Höhlungen unterm Kalkfels den aus Kössener Mergel gebildeten Sattelkern erkennen kann. Diesem Kössener Kalkzug ist die Lechtaler Überschiebungsmasse aufgelagert. Oberhalb Lechleiten ist der Verlauf der Überschiebungslinie oft schwer zu erkennen, da die übergeschobenen Plattenkalke auch einen überkippt liegenden Sattelkopf bilden, wodurch, wenn man den weiteren Verlauf nicht berücksichtigt, man in Versuchung gerät, sie als den innersten Kern der eben erwähnten Antiklinale anzusprechen; sie also noch zur Allgäuer Schubmasse nimmt. (Taf. I Profil VI—IX.)

Mehrere Querstörungen, von denen einige beide Schubmassen beeinflussen, treffen diese Faltenzüge senkrecht zu ihrem Streichen. Am stärksten markiert sich die östlichste dieser Verwerfungen; diese verlegt die Lechtaler Überschiebungslinie an der Hundskopfalm um 200 m nach Norden und schneidet den Kössener Kalkzug ab. Nur in einer Mächtigkeit von 1—2 m setzt sich dieser noch in die Nordwand des Biberkopfes fort, wo er schließlich ganz auskeilt, so daß der Hauptdolomit des Biberkopfes direkt dem Fleckenmergel auflagert. Bei Besprechung der Lechtaler Schubmasse komme ich auf diese Verwerfung noch zurück.

Außer den aus der SCHULZESchen Arbeit schon bekannten Komplexen der Allgäuer Schubmasse, denen an der schwarzen

Milz und der großen Steinscharte, ist hier noch ein kleines Fleckenmergel-Terrain zu nennen, das zwischen Hochrappenkopf und Biberkopf südlich des Punkts 2820 den Grat bildet. Während vor und hinter ihm der Hauptdolomit sich tiefer in den Fleckenmergel eingrub, preßte sich hier ein Stück des basalen Gesteins nach oben und konnte so leicht von der zerborstenen Hauptdolomitdecke durch Erosion befreit werden. (Taf. I Profil V.)

### Die Lechtaler Überschiebung.

Schon von weitem läßt sich die Lechtaler Überschiebung in den unbewaldeten Höhenregionen da erkennen, wo die harten Triasgesteine auf die weicheren, Grasgehänge bildenden Liasmergel geschoben sind. Im Osten des Gebietes sind die Täler des Horn- und Jochbaches durch die hier aus Hauptdolomit bestehende Lechtaler Überschiebungsmasse hindurch in die basalen Fleckenmergel eingeschnitten, so daß an beiden Talhängen die Überschiebungsflächen zutage treten. Unterhalb Hinterhornbach vereinigen sie sich wieder. Zwischen den beiden Tälern ist der Hauptdolomit des Kanzberges und der Jochspitze als Rest der Decke stehen geblieben. (Siehe Taf. I, tektonische Karte und Profil I.) Während RICHTHOFEN noch diesen schwimmenden Dolomit für autochthon hielt (Profil XIV Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol; J. d. K. K. g. R. 1862) und die Tektonik durch Zusammenschiebungen aus Nord und Süd zu erklären suchte — die in seinem Profile eingezeichneten, im Gehänge unter dem bewußten Hauptdolomit heraustretenden Kössener Schichten fehlen in Wirklichkeit vollständig — deutete GÜMBEL schon den Zusammenhang der verschiedenen Dolomitpartien an und sprach aus, daß, wie zahllose Rutschflächen am Hornbachjoch erkennen ließen, die abnorme Lagerung des Hauptdolomits auf dem Fleckenmergel einer Überschiebung ihre Entstehung verdanken müsse. (Das bayrische Alpengebirge und sein Vorland. 1861. Seite 311.)

Heute, wo durch die Arbeiten ROTHPLETZ' der Verlauf der großen Überschiebung in dieser Gegend nachgewiesen ist, fällt es leicht, die Lagerung richtig zu deuten; ein schöneres Schulbeispiel einer Überschiebung läßt sich kaum denken; kann man sie hier doch in einer Quererstreckung von mindestens 7 km Luftlinie verfolgen. Wenn man dazurechnet, daß sie hier an ihrem südlichsten Aufschluß noch verhältnismäßig flach liegt, so kann man ihr eine noch weit größere Erstreckung zusprechen.

Von allen Überschiebungsflächen, die das Gebiet durchsetzen, ist die Lechtaler Überschiebungsfläche die einzige, an

der man eine deutliche Wellenbewegung beobachten kann. Unter der Hornbachkette tritt sie gen Norden ansteigend hervor, um sich dann zum Kanzberg hin zu senken; parallel zum Hornbach läuft die Achse des so beschriebenen Sattels der Fläche. Weiter nördlich setzt sie über den Jochbach in viel tieferem Niveau als vorher über den Hornbach. Bei ihrem nördlichen Austritt aus dem Hochvogelmassiv hat sie sich wieder gehoben. (Taf. I Profil I.)

Wie es das Aufhören der Liaszunge im Hornbachtal unterhalb Hinterhornbach anzeigt, erhebt sich die Schubfläche in ihrer Längsrichtung von Osten gen Westen, um am Kreuz- und Rauh-Eck ihren Kulminationspunkt zu erreichen. Hier entgingen auf dem Fleckenmergelkamm nur zwei kleine Reste der Decke der Erosion. Weiter gen Südwesten sinkt die Fläche langsam und unterliegt den aus den SCHULZESchen Profilen ersichtlichen Biegungen. Alle die Wellenbewegungen, Unregelmäßigkeiten und Sprünge, die die Überschiebungsfläche heute zeigt, wird sie teils den bei ihrer Entstehung vorhandenen Unebenheiten des basalen Gebirges, teils einer späteren, schwächeren tektonischen Beeinflussung verdanken.

Westlich des Biberkopfes steigt die Schubfläche mit steilerem Fallen bis ins Lechtal hinab. (Taf. I Profil VI—IX.) Nach ihrem Übergang über den Krumbach, wo eine Strecke lang Kössener auf Kössener geschoben sind, wird die Lechtaler Überschiebung östlich des Fleckens Teschenberg von einer Querverwerfung abgeschnitten und verlegt; sie dürfte ihre Fortsetzung in einer der Aarhorn-Überschiebungen haben, die MYLIUS auf seiner Karte zeigt. Die erwähnte Querstörung streicht vom Schrofepaß herüber und läßt die oberen Kössener Kalke östlich von Teschenberg an die Fleckenmergel, auf denen dieser Ort selbst steht, stoßen. MYLIUS, der wohl das hier besprochene Gebiet nicht genau kannte, konnte den Zusammenhang nicht übersehen und zog diese Verwerfung auf seiner Karte nicht aus. Aus demselben Grunde erkannte er auch das Vorhandensein der Überschiebung in den Teschenberger Kalken nicht. Den Namen Lechtaler Überschiebung gab MYLIUS einer Längsstörung, die südlicher als diejenige von Lechleiten und Aarhorn austreicht; da sie Arlbergrauhwacke auf Fleckenmergel schiebt, will ich sie hier Rauhwacken-Überschiebung nennen. Durch die punktierte Linie im Süden des Lechs deutet er an, daß er die Fortsetzung dieser Rauhwacken-Überschiebung nach Osten zu im Nordhang der Höll- und Mittagspitze vermutet. Soviel ich bei einigen kursorischen Begehungen des in Frage kommenden Gebietes südlich des

Lechs sehen konnte, biegt aber diese Rauhwacken-Überschiebungslinie bei Stubenbach nach Süden zum Wöster hin um, hat also keinen Zusammenhang mit der sich weithin markierenden Abspaltungslinie an der Höllenspitze; letztere ist die Fortsetzung der weiter unten zu besprechenden Ellbogner Überschiebung, die sich zwischen die Rauhwacken-Überschiebung und die Lechtaler Überschiebung einschaltet. Eine völlige Klärung dieser Verhältnisse dürften wohl die in Aussicht stehenden Blätter der K. K. Geologischen Reichsanstalt in Wien bringen, die Herr AMPFERER zurzeit bearbeitet.

### Die Lechtaler Überschiebungsmasse.

Der auf das kartierte Gebiet entfallende Teil der Lechtaler Überschiebungsmasse gleicht sich insofern in seinen Teilen und Schuppen, als das Streichen und Fallen der Schichten nur wenig voneinander abweicht. Mit Ausnahme weniger Dolomitpartien bei Steeg und im Holzgauerwald fallen alle Schichtkomplexe, sei es in einfacher Lagerung, sei es in überkippter, nach Süden ein, und sie streichen in nicht allzu sehr von der Ost-West-Linie abweichenden Richtungen. In dem nur auf der tektonischen Karte befindlichen Gebietsteil ist das Verhalten insofern ein anderes, als die Schichten des Kanzbergs, Wilden- und Hochvogelmassivs gleich der Schubfläche leicht gewellt sind und die Bewegungen der Schubfläche mitmachen; also auch den nach Norden fallenden Flügel eines Sattels darstellen. Zum Nordrand des Massivs hin, wo die Schubfläche wieder ansteigt, fallen die Dolomitbänke fast senkrecht gen Norden, um sich dann steil zu mulden. —

Die Lechtaler Schubmasse setzt sich wieder aus einzelnen Schuppen zusammen, deren Schubflächen durchweg steiler einfallen als die der nördlichen großen; auch Schubweite und Erstreckung bleiben weit hinter denen der Lechtaler zurück. Von Nord nach Süd folgen sich Allgäuer Hauptkamm-Schuppe, Ramstall-Schuppe, Ellbogner Schuppe und Burkopf-Schuppe aufeinander, in welcher Reihenfolge sie in folgendem näher betrachtet werden sollen.

### Die Allgäuer Hauptkamm-Schubmasse.

Am Wilden Mann schwenkt das Streichen des Hauptdolomits, der den Allgäuer Hauptkamm krönt, nach zwei Richtungen auseinander. Im Osten dieses Punktes streichen die Schichten ungefähr N 75 O, welche Richtung sie in der Hornbachkette

durchschnittlich beibehalten; es entspricht dies Streichen ja auch dem Verlauf des Gebirges in dieser Richtung. Das immer südliche Einfallen ist im Süden der Dolomitpartien am stärksten; zum Hornbachtal hin legen sich die Schichten langsam zu dem großen oben erwähnten Sattel um, der am Nordabfall des Wildem und Hochvogelmassivs in eine steilstehende Mulde umbiegt. (Profil I.) Die in dieser Mulde lagernden Plattenkalke und Küssener Mergel, die ROTHPLETZ' Profil (Geologische Alpenforschungen II. Fig. 17) am Wiedener Kopf zeigt, dürften ihre weitere Fortsetzung in dem von SCHULZE beschriebenen Küssener Zug im Nordabfall der Hochfrott-Spitze und der Trettach haben.

Im Westen des Wilden Mann ist die Durchschnittsrichtung der Dolomitbänke N 60 W, was gar nicht dem Verlaufe des Gebirgskammes entspricht. Dieser wendet sich nach Südwesten. GÜMBEL erklärt dies durch „steile Verrückungen, welche die einzelnen Dolomitpartien treppenförmig immer etwas nach Norden vorschieben“. (Das bayrische Alpengebirge und sein Vorland. Seite 310.) In der Tat ist dieser Gebirgstheil von verschiedenen Längsbrüchen durchsetzt, die diese Wirkung ausüben. SCHULZE wies einen an der Rotgrundspitze nach, ein zweiter verläuft südlich und parallel zum Kamm von Hochrappenkopf und Rappenseekopf; er wird angezeigt durch eine tiefe Schuttrinne mit Trichtern, die unvermutet im Plateau des Hauptdolomits sich einstellt. Parallel zu dieser Linie zerriß ja auch die Hauptdolomit-Decke, so daß, wie vorher beschrieben, der basale Fleckenmergel sich in die Decke einpressen konnte. (Taf. I Profil V.) Auch auf verschiedene andere diesen Dolomitkomplex treffende Längsstörungen komme ich weiter unten zu sprechen.

Vor Lechleiten wenden sich die überschobenen Schichten wieder einer Nord-Ost-Richtung zu. Ist auch das Fallen durchweg ein südliches, so ist dadurch eine gefaltete Lagerung der Schichten dieser Schuppe nicht ausgeschlossen. An mehreren Stellen lassen sich noch überkippte Sättel erkennen, die zum Teil den Kopf der Schubmasse bilden. (Taf. I Profil VIII.) Fig. 1 der Tafel IV zeigt die Plattenkalke östlich und oberhalb Lechleiten in dieser Lagerung; im Hintergrunde sieht man auf ihm die SW-Flanke des Biberkopfes. In dessen Nordwand sowohl wie von der Winternis aus in seinem Ostgrat sind ähnliche Biegungen zu beobachten. An letzter Stelle, ungefähr bei Punkt 2385,6 des Kammes zum Hochrappenkopf hin, folgt auf den überkippten Sattel eine Einmuldung von Plattenkalken in den Dolomit. (Taf. I Profil V.)



Eine kleine Partie Plattenkalke, in die der Dolomit des Ilfenkares in der Hornbachkette nach unten zu übergeht, zeigt auch an, daß das Liegende des Hauptdolomits nicht immer zu unterst liegt, sondern daß auch hier kleinere Überfaltungen in den geschobenen Massen vorliegen. —

Nicht einfach eingefaltet, sondern durch Abspaltungen in den Dolomit eingepreßt liegt ein Zug Kössener Mergel in der Nordwest-Schulter des Biberkopfes. Im Westen sind die unter ihm lagernden Plattenkalke noch zum Teil vorhanden, während sie an den andern Kontaktstellen fehlen, was eben das Vorhandensein von Längsstörungen beweist. (Profil VI.) Diese werden zur Hundskopfmalm hin von der schon oben erwähnten Querverwerfung abgeschnitten, die hier den Austritt der Lechtaler Überschiebung nach Süden verlegt. Nach Osten erstreckt sich der Mergelzug in die Nordwand des Biberkopfes, wo er zuletzt auskeilt; es schiebt sich dort wieder Dolomit auf Dolomit. Wahrscheinlich setzte sich dieser Kössener Zug ursprünglich in die Plattenkalke zwischen Biber- und Hochrappenkopf fort.

Die hangenden Formationen des Allgäuer Hauptkamm-Dolomits liegen nur zum Teil ungestört auf; zum Teil werden sie von kleinen Längsstörungen getroffen, die das eine oder andere Formationsglied verschwinden lassen. So fehlen oberhalb des Lärchkopfes die obere Kössener Kalke, südlich des Hohen Lichtes an mehreren Stellen die Plattenkalke. (Taf. I Profil IV.) Querverwerfungen schneiden die dies verursachenden Längsbrüche meist ab; die größte unter den ersteren quert das Schochenalptal am Seeköpfe. Sie verlegt den ganzen rätischen Kalkzug vom Nordhang des Tales zum Südhang hinüber; im selben Sinne, wenn auch viel schwächer, macht sie sich in der südlich folgenden Schuppe noch bemerkbar. Diese Querstörung entspricht in bezug auf die Stärke der Wirkungsweise einigermaßen der Trettachverwerfung, die nach SCHULZE östlich des Mädelegabelgipfels den Kamm trifft. Da sie aber in entgegengesetzter Richtung gewirkt hat, könnte man in ihr die Fortsetzung der Trettachverwerfung nur dann sehen, wenn man eine Scharnierbewegung annehmen will, deren Drehungspunkt ungefähr bei der Mädelegabel läge. Dasselbe ist zu sagen für die Verwerfung, die westlich des Lärchkopfes Hauptdolomit und Fleckenmergel nebeneinander rückt.

Der Liaszug, der vom Hochalptal zum Schochental hinübersetzt, ist in zwei nach Norden überkippte Falten gelegt, deren Sattelkerne, die obere Kössener Kalke, als zwei lange dünne Züge aus den Fleckenmergelhängen des Schochentales hinaussehen. (Profil III.) Daß diese Kalke wirkliche Sattelköpfe

bilden, läßt sich an dem untern Zug östlich vom Hochschuß an der Schichtbiegung direkt erkennen; noch besser sieht man es aber in der Rinne, die von den Rottennen nach Nordosten hinabführt. Parallel zur Rinne hat eine Verwerfung den Kössener Zug getroffen und im Osten gesenkt, so daß in der Fleckenmergelrinne selbst keine Kössener Kalke, wohl aber noch ein kleiner Rest des roten Liaskalkes als Sattelnkern zutage tritt. Diese Falten des Liaszuges nehmen am obern Ende des Schochenalptales auch die Gosaukreide auf. In doppelter nach Norden überkippter Mulde gelagert, baut sie den Grat zwischen Hohem Licht und Peischelspitze auf. (Profil IV.) Die Ausläufer dieser Muldenkerne findet man im Osten am Hochschuß, im Westen oberhalb des Greinertales noch erhalten. Im Hochalptal tritt noch einmal ein Sattelnkern der besprochenen Falten auf; steilstehende Kössener Kalke ragen im Bachbett des obersten Biberbaches aus den Liasschiefern hervor.

Im weiteren Verlauf nach Westen wird das Auftreten des Rät unter dem Lias durch zwei Längsbrüche gestört. Dem Fleckenmergelzug, der normal der Trias des Hohen Lichtes folgt, ist in den tiefern Talhängen einer Serie von Hauptdolomit, oberem Rhät und Lias steil aufgeschoben; über letzterem liegt wiederum Hauptdolomit und Plattenkalk. Die dies verursachenden Längsstörungen — ich nenne sie nach den Namen der übergeschobenen Dolomithänge Schattmer- und Greiner-Überschiebung — werden im Südosten von der größeren, südlich folgenden Ellbogner Schuppe verdeckt. Nach Westen zu verschwinden sie im Schutt des Hochalpbaches. Unter diesem Schutt verläuft parallel zum Bach eine Querstörung, die im Osten den Hauptdolomit hob, verschob und ihn an Stelle von Kössener und Lias treten ließ. Durch sie beeinflußt, treten auch die Überschiebungen auf der rechten Seite des Baches südlicher auf als auf der linken. Die Ellbogner Schuppe wird von dieser Querstörung nicht mehr getroffen. Die Fortsetzungen der Schattmer-Überschiebung sowohl wie der Abspaltung, die am Südwestgrat des Hohen Lichtes die Plattenkalke verschwinden läßt, durchsetzen das Hauptdolomitmassiv des Biberkopfes selbst und gehören mit zu den steilen Verrückungen GÜMBELS (s. S. 19). Oberhalb der Quelle in der Winternis, die vermutlich ihr Reservoir in der großen dort liegenden Stirnmoräne hat, kann man den Durchgang der Schattmer-Überschiebung am Wechsel der Streich- und Fallrichtung der Schichten des Süd-Ost-Ausläufers der östlichen Biberkopfgates wahrnehmen. (Profil V.) An der Südwestkante dieses Berggipfels, östlich über der Hundskopfalpe, tritt sie wieder deutlicher hervor, da sich hier Plattenkalke

und noch tiefer auch Kössener Mergel unter ihr einstellen. Sie zieht zum Lech hinab, den sie 300 m unterhalb der Krumbachmündung kreuzt. (Profil VI—VIII.) Am Lech haben sich Plattenkalke und Kössener vor der steilstehenden Schubfläche gemuldet.

Die Greiner-Überschiebung ist durch die Hochalpbach-Verwerfung bis zur Ablesplaisrinne hin verlegt worden. In ihrem weiteren Verlauf über den Süd-Ost-Ausläufer des Biberkopfes hin stellt sie ein gar kompliziertes tektonisches Bild

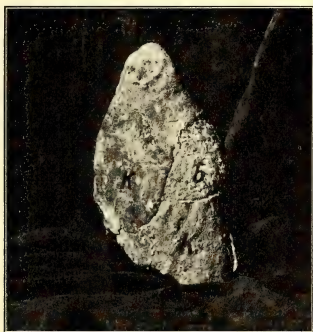


Fig. 2.

Gesteinsstück von der Ablesplaischarte. b = Tektonische Breccie aus Dolomit und Kalk. K = Kössener Bank mit Korallen.

dar. Oberhalb der Ablesplaisrinne zersplittert sie nämlich in mehrere kleine Schüppchen und Schleppungen (Profil V), welche Kössener Kalke und Hauptdolomit übereinander abwechseln lassen. Wie sehr hier Kössener Kalk und Dolomit ineinander geknetet wurden, das zeigt ein hier gesammeltes Handstück. (Bild 2.) Es besteht aus korallendurchsetztem Kössener Kalk, in das ein länglicher Breccienfetzen von Dolomit- und Kalk-Bröckchen eingepreßt ist.

Da außerdem hier oben die überschobenen Liasmergel und Triaskalke noch gefaltet, überkippt und von zwei Querstörungen durchsetzt sind, ist es kaum möglich, ein genaues Kartenbild im Maßstabe 1:25 000 zu geben. Profil V geht durch den höchsten Punkt der Kössener Kalke (2195) und zeigt in schematischer Weise die Schleppungserscheinungen.

Westlich der Ablesplaischarte werden die Greinerschuppe und ihre Schleppungen teils von einer Querverwerfung angeschnitten, teils verschwinden sie unter der hier südlich folgenden Ellbogner Überschiebung.

### Die Ramstall-Schuppe.

Die der oben beschriebenen Masse sich nächst südlich auflagernde Scholle tritt im Nordhang des Muttekopfes unter der Ellbogner Masse hervor, durch die am Hochschuß ihr weiterer Fortgang nach Südwesten verdeckt wird. Von hier zieht sich die Überschiebungslinie, die Züge des basalen Gebirges schief schneidend (Profil III), nach Osten zum Höhenbach hinunter, wo sie, durch die Rottennen-Verwerfung in steile Stellung gerückt, trefflich aufgeschlossen ist. Am Höhenbach kompliziert eine zweite kleine Überschiebung, im basalen Gebirge, vermutlich eine Schleppungserscheinung, die Verhältnisse noch; es findet sich hier der letzte basale Fleckenmergel. Wie er hier unten, so werden weiter oben und östlich im Westgehänge des Ramstallkopfes auch Kössener und Plattenkalk abgeschnitten. Es legt sich Dolomit auf Dolomit und türmt so die mächtige Masse der Hornbachkette auf. Die Krottenkopfscharte und die Putzscharte markieren den Durchgang der Trennungsfläche der beiden Dolomitzüge. Ihr weiterer Verlauf ist nicht mehr zu erkennen, während sie an der Putzscharte noch durch einen Wechsel im Fallen der Schichten (Profil II) und an der Krottenkopfscharte dadurch hervortritt, daß der basale Krottenkopf ruhig lagernde Schichten aufweist, die des geschobenen Ramstallkopfes dagegen verbogen, zerissen und zerknittert sind. Die steile Nordkante des Krottenkopfes bietet dem Kletterer gute Tritte und Griffe, während auf dem Nordgrat des Ramstallkopfes er keinem Halte trauen kann, da hier alles zerklüftet ist.

Dem in dieser Schuppe das Liegende bildenden Hauptdolomite lagern in durchgehenden Zügen Plattenkalk, Kössener, roter Lias und Fleckenmergel auf, welch letztere östlich des Höhenbaches noch Aptychenschichten und Kreidemergel tragen. Von den größern und kleinern Querbrüchen, die diese Schichtzüge treffen, sei eine hervorgehoben. Sie läuft parallel zu dem Grate Kar Joch-Strahlkopf Rothorn. Der von ihr aus östliche Teil ist gesenkt und nach Norden verrückt. Auf Bild 2 der Taf. II, das den Südhang des Rothornes wiedergibt, ist dies gut zu sehen, da hier die weißen neben die roten Aptychenschichten gerückt sind. — In dieser Schuppe fallen die Schichten gen Süd und

streichen rechts des Höhenbaches in der Ost-West-Richtung, links von ihm N 60 O—N 70 O. Dieses Verhalten hat nur eine Ausnahme im Nordhang des Muttekopfes, da wo die Schuppe ihr westliches Ende erreicht. Weil die Schuppenfläche nicht genau parallel zu den Schichten der Decke streicht, sondern die hangenden Formationen schief schneidet, sind hier nacheinander Plattenkalke, Kössener, Mergel und Kalke an Stelle des Hauptdolomits getreten, der sonst die Basis dieser Scholle bildete. Die Kössener Schichten sind dabei zu einem deutlichen liegenden Sattel, dessen Achse N 10 W streicht, umgebogen worden. Auf der AEGERTSchen Karte ist das Umbiegen der aus der Wand fast senkrecht austretenden Schichten gut wiedergegeben. Während im übrigen das Streichen der Sättel und Mulden für eine Druckrichtung aus SSO spricht, tritt hier eine aus Osten wirkende Druckkraft hervor. Westlich dieses Kössener Sattels läuft die Längsstörung im Fleckenmergel weiter, um dann unter der südlichen Ellbogner Schuppe zu verschwinden.

Dadurch, daß die Ramstall-Überschiebung hier zuletzt zwischen diesen weichen Mergeln läuft, also nicht genau zu beobachten ist, ist kein guter Aufschluß dieser so interessanten Überschneidungsstelle zweier größerer Überschiebungen zustande gekommen, weshalb ich auch keine bestimmte Erklärung für die Entstehung dieser Überschneidung geben kann. Es wären zwei Möglichkeiten dafür vorhanden. Erstens: Die Ramstall-Überschiebung ist selbständig für sich entstanden und nur durch die südlichere Schuppe überholt und bedeckt worden. Sie hätte dann vermutlich ihre westliche Fortsetzung in einer der besprochenen Längsstörungen, die das Hochalptal queren. Zweitens: Ursprünglich setzte sich die heutige Ellbogner in die Ramstall-Überschiebung fort; dadurch aber, daß im Osten, in der Hornbachkette, sich harter Hauptdolomit auf Hauptdolomit legte, also das Schmiermittel der weichen Schiefer fehlte, kam hier die Bewegung zum Stehen. Der Druck aber wirkte noch fort und riß südlich eine neue Längsspalte auf, die spitzwinklig verlaufend am Hochschuß sich mit dem westlichen, sich weiter bewegenden Teil der ursprünglichen Überschiebung vereinigte und mit ihr zusammen die heutige Ellbogner Überschiebung bildet. Die Hochalptalstörungen hätten bei dieser Annahme keinen direkten Zusammenhang mit der Ramstall-Überschiebung.

### Ellbogner Schuppe.

Während die Lechtaler Überschiebung ihre größte sichtbare Schubweite und flachste Lagerung im Osten des Gebietes hat, ist dies bei der Ellbogner Überschiebung im Westen der Fall. Wie wir im Schlußkapitel sehen werden, ist für diese Überschiebungen eine vorwiegend horizontale, aus Osten erfolgende Bewegung anzunehmen. Die flachen Lagerungen aber werden wohl durch einen auf Verkeilungserscheinungen zurückzuführenden südlichen Druck hervorgerufen sein. Da ist der Gedanke nahe, daß sich diese beiden Überschiebungen in dieser verschiedenen Anordnung der flachsten Stellen ausgleichen; die zwischen ihnen eingeschaltete Ramstall-Schuppe parallelisiert sich wohl irgendwie durch die kleineren Schübe im Hochalptal und Biberkopfmassiv. Am flachsten liegt die Ellbogner Schuppe dem zusammengedrückten Lias des Hochalpgrats auf; Fig. 2 Taf. IV zeigt letztern mit Peischel- und Ellbogner Spitze. (Profil IV.) Doch auch westlich von hier steht die Schubfläche weniger steil als an Muttekopf und Jochspitze, wo sie einen Winkel von  $80^{\circ}$  bildet.

Von der Höllspitze herkommend, quert diese Schublinie das Dolomitgehänge der Mittagspitze und setzt am Westrand des AEGERTSchen Kartenblattes über den Lech. An der neuen Straße ist sie, obgleich Dolomit auf Dolomit ruht, gut zu erkennen. Von einer Wasserrinne aufgeschlossen, sieht man hier die überschobenen Schichten an der ziemlich steilstehenden Dislokationsfläche einen deutlichen Hackenverschlagen machen. (Profil VI.) Weiter oben im SW-Gehänge des Biberkopfmassivs stellen sich wieder Plattenkalke und Kössener auf dem basalen Dolomit ein; in einer Höhe von 1600 m schauen die Kössener Kalke als Fenster unter der hier sehr dünnen Dolomitdecke heraus. — In ununterbrochenem Fortgang erstreckt sich der überschobene Dolomit mit den ihm auflagernden Schichtserien von dem Südvorbau des Biberkopfes (Profil V) bis zur Wildmahdspitze hin.

Verwerfungen sind in diesem Schollenteil nur in den hangenden Kalkzügen zu sehen. An den Serpentinien der neuen Straße treffen sich zwei in spitzem Winkel. Das zwischen ihnen liegende Stück des Kalkzuges erscheint gehoben und nach Norden verschoben. Eine dritte Querstörung trifft den Kalkzug bei seinem Übergang über den Lech westlich von Prenten. Parallel zum Fluß verlaufend, schiebt sie die südwestliche Seite nach Nordwesten vor.

Von der Wildmahdspitze an senkt sich der Dolomit nach



Südosten und verschwindet im Südhang des Muttekopfes allmählich unter den hangenden Schichten. Oberhalb des Hochschusses schwenkt die Überschiebungslinie aus ihrer nordöstlichen Richtung in eine rein östliche um. Dem Dolomit am Schuppenkopf lagern sich hier die Kalke auf, die nun dem den Muttekopfgipfel bildenden Fleckenmergel aufgeschoben sind; wie es ein Wasserriß an der Zwerchwand gut erkennen läßt, steht die Schubfläche zwischen beiden hier sehr steil. Beim Abstieg ins Höhenbachtal wird die Überschiebung von mehreren Querstörungen getroffen, die ihren ursprünglichen Verlauf beeinflussen und ihre steile Neigung noch erhöhen. Oberhalb der Schutthalden des Höhenbachtals tritt der Dolomit in der Decke wieder zutage, er schneidet die basalen Lias- und Rätschichten schief ab. Die basalen Plattenkalke lassen, wie man von der Talsohle aus schon sehen kann, an der Schubfläche eine deutliche Schichtbiegung nach oben erkennen. Auf der andern Talseite tritt die Überschiebung viel schwächer in die Erscheinung. Hatte sie rechts des Baches noch eine Verdoppelung der Kössener Schichten hervorgerufen (Profil III), so ist links ihr Durchgang durch den einfach hinstreichenden Kalkzug nur undeutlich wahrzunehmen. Oberhalb des P. 1144 (Beim Stein) in der Talsohle ist sie zu erkennen; sie hebt die südlichen Kalkbänke sowie den roten Lias in ein höheres Niveau. Ihr weiterer Fortgang läuft in den Fleckenmergeln und wird zum Teil durch den Riß markiert, in dem der Wiesenbach fließt; ihre Wirkung ist in der größeren Mächtigkeit der Liasmergel deutlich zu erkennen. An dem Ursprung des Wiesenbaches unter der Jöchelspitze liegt infolge dieses Längsbruches der Fleckenmergel steil den Aptychenschichten auf, und etwas höher sind die untern Hornsteinbänke dem obern hellen Aptychenkalke zugesellt. Im Ostabfall des Gipfels markiert sie sich durch einen Riß in der Aptychenkalkwand. Noch weiter östlich liegen den Kreideschichten der Ramstallkopf-Schuppe, die den Giblerbach in sich aufnehmen, Aptychenschichten auf. (Profil II.) Doch zeigen die überschobenen Juraschichten durch ihre überkippte Lagerung an, daß die Überschiebung hier nur den südlichen Flügel einer schon vorhandenen überkippten Mulde, deren Kern die Kreideschichten bilden, noch verschoben und gehoben hat. Hier verläßt die Ellbogner Überschiebung das in Frage kommende Gebiet. Wie wir sahen, liegen nacheinander alle Formationen vom Hauptdolomit bis zu den Aptychenschichten an der Basis der Scholle, ein Zeichen, daß die Längsstörung durchaus nicht ganz parallel die Schichtzüge durchsetzt.

Die überkippt liegenden Aptychenschichten südöstlich der Jöchelspitze stoßen östlich der Ebene mit einer Verwerfung gegen die regulär lagernden obern Aptychenschichten, die ohne starke Faltung sich von der Jöchelspitze zum Schiggen hinunterziehen und dort den südlichen Kreidezug tragen.

Dieser Kreidezug, der die Aptychenschichten vom Hagerntal bis zum Holzgauer Wald begleitet, ist parallel zum Lech von einer neuen Schuppe von Aptychenschichten bedeckt. Die Terrasse des Gfäll wird von den weichen Kreideschiefern gebildet; der steilere Abfall der Terrasse zum Lech hin besteht aus den überlagernden obersten Juraschichten, die eine überkippte Mulde bilden. (Profil III.) Beim Butzig wird die Synklinale von einer Querstörung zerrissen und mit ihr auch die Schubfläche verworfen. Grüner Wiesenhang zeigt an, daß hier die basalen Kreidemergel bis an den Lech treten, während an der Dürrenauer Brücke schon wieder der Südflügel der übergeschobenen Hornsteinmulde ansteht. Im Osten und Westen verschwindet die Überschiebungslinie in den Schottern von Höhen- und Hagerbach; jenseits des Lechs ist von ihrem Fortgang nichts mehr wahrzunehmen, da hier die Burkopf-Schuppe sie verdeckt. Als einziger Rest der überkippten Jura mulde steht südlich von Holzgau etwas Fleckenmergel unter der Dolomitschuppe an.

### Die Burkopf-Schuppe.

Bei Prenten tritt der Lech zuerst in den vorbesprochenen Jurazug ein; von hier an hält er sich lange am Südfuß desselben. An zwei Stellen aber durchbricht er die nördlichsten Vorsprünge der südlich folgenden Hauptdolomitscholle, deren Schichten die steile Talwand von Steeg bis Stockach bilden. RICHTHOFEN bemerkt richtig (Seite 122. Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. K. K. Geol. Reichs-Anst., Wien 1862): „Der Fluß hält sich stets näher der Auflagerungsfläche und überschreitet sie mehrfach, so daß der Dolomit am Nordrand des Tales nur die schroffen Vorsprünge bildet, zwischen denen die sanften Gehänge der Allgäu-Schichten die Talsohle erreichen, wie bei Holzgau“; nur daß er die Aptychen- und Kreide-Schiefer auch als Allgäu-Schichten anspricht.

Den westlichsten und zugleich typischsten dieser Vorsprünge bildet der Burkopf bei Steeg, nach dem ich auch diese südlichste Schuppe des Gebietes benannt habe. In seinem Osten verdeckt auf große Strecken hin der Schotter und Schutt des Flußtales die Auflagerungsfläche selbst. Gegen-

über von Holzgau tritt sie am rechten Ufer einmal zutage; es liegt Hauptdolomit auf dem Fleckenmergel, den ich bei Besprechung der kleinen Gfäller-Scholle erwähnte. Bei Schönau tritt die Schubfläche dann wieder auf das linke Ufer über. Hauptdolomit und Plattenkalk des Holzgauer und Bengler Waldes bilden den zweiten der Vorsprünge.

Die Schichten der ganzen Schuppe sind stark gefaltet. (Profil II—IV.) An der Basis des Burkopfes liegen Plattenkalke, die gleich der tektonischen Fläche steil gen Süden fallen; der ihnen auflagernde Hauptdolomit legt sich am Lech bei Steeg nach Nord um. Jenseits des Lechs von Dürrenau bis Stockach bildet er einen gen Norden überkippten Sattel, dessen Kern ein schmaler Streifen Rauhwanke darstellt. Es liegt hier also eine zum Teil überkippte Faltung in der Decke vor, die sich auch im Holzgauer Wald-Vorsprung geltend macht. Unten am Lech fällt hier der Hauptdolomit wie bei Steeg gen Norden, kippt aber höher im Gehänge nach Süden um und nimmt, sich muldend, die rhätischen Kalke auf, die die Terrasse des Bengler-Waldes bilden. Oberhalb desselben liegt eine zweite Zunge von Kalken; beide fließen in einen Komplex nach Westen zusammen. Dieser Faltenzug liegt in den untern Teilen dem Schiggener Kreideflysch, in den höhern den überkippt liegenden Jura- und Kössener Schichten der Ellbogner Schuppe auf. Dichter Wald- und Wiesenwuchs sowie der Gehängeschutt erschweren an dieser Ostgrenze die genaue Kartierung sehr.

### Schlußfolgerungen.

Wie wir sahen, ist der ganze hier behandelte Gebirgsteil von Schuppen aufgebaut, die in SWW nach NOO verlaufenden Grenzen aneinander stoßen und aufeinander ruhen. Die Querwerfungen, die diese Schuppenstrukturen durchsetzen, sind zum größten Teil auf je eine Schuppe beschränkt, nur einzelne übersetzen die Längsstörungen und lassen so erkennen, daß sie einer jüngeren, der Überschiebungsperiode zeitlich nachfolgenden tektonischen Bewegung des Gebirges ihre Entstehung verdanken. Daß eine solche stattgefunden hat, zeigen auch die Wellenbewegungen, wie wir sie an der Lechtaler Überschiebungsfläche beobachtet haben.

In Anbetracht der Richtungen der Überschiebungen, ihres nördlichen Einfallens und des Umstandes, daß meist Älteres auf Jüngeres geschoben ist, ist man geneigt, anzunehmen, daß die Schubbewegung in vertikalem Sinne aus SSO kommend

vor sich ging. Für diese Annahme sprechen auch die vertikalen Schrammen, die ich im Höhenbachtal bei P. 1418 an der Sohle der Ellbogner Schuppe beobachtete, sowie der schon oben erwähnte Hackenschlag, den hier die basalen Plattenkalke nach oben zu machen. Es folgen sich nun aber in einer Luftlinien-Entfernung von ca. 7 km fünf größere Schuppen von S nach N aufeinander, wie es z. B. Profil III zeigt. Wenn nun wirklich die Bewegung, die hier dreimal den Hauptdolomit auf den Fleckenmergel, einmal die Kössener Kalke auf den Fleckenmergel legte, eine vertikale gewesen wäre, dann müßte in Anbetracht der Steilheit der Schubflächen durch diese Bewegung das Gebiet im Süden ganz enorm erhöht worden sein; resp. es hätte vor Eintritt dieser Aufrichtung der südliche Teil um mindestens 3000 m tiefer liegen müssen, als er es heute tut. Noch unmöglicher wird diese Vorstellung, wenn man die nördlicheren Überschiebungen, vor allem die große rätische Überschiebung, sowie die die Lechtaler Alpen durchziehenden, zahlreichen, südlicheren Schuppen mit in Rechnung zieht. Auch der Gedanke, daß nicht die hangenden Partien sich gehoben, sondern die basalen Teile sich unter die hangenden gesenkt und geschoben hätten, führt da zu keinem befriedigenden Resultat.

Nehmen wir aber an, daß auf den nach S einfallenden Schubflächen die Bewegung eine horizontale war und aus Osten erfolgte, so sind wir diesen unmöglichen Forderungen enthoben. Anzeichen für eine derartige Bewegung bestehen in einigen Schrammen, die ich an einer Längsstörung beobachtete. Südlich des Lechs bei Holzgau fand ich über dem Fleckenmergel auf der Hauptdolomitrußfläche, die N 65 O streicht und 60° nach S fällt, Ritzstreifen, die 20° nach W fallen, sowie etwas von diesen entfernt horizontale Schrammen; ein weiteres Anzeichen bildet der hackenschlagähnliche, überkippte, von N nach S streichende Sattel, in den an der Basis der Ramstall-Schuppe die Kössener umgeschlagen sind. Was ROTHPLETZ für die rätische und die sie begleitende Lechtaler Überschiebung nachgewiesen hat, eine fast horizontale von Ost gen West gerichtete Schubbewegung, scheint mir auch die Hauptkomponente der Bewegung der kleineren, innerhalb der großen Schubmasse gelegenen Schuppen gewesen zu sein.

Verkeilungsvorgänge, die innerhalb der ganzen Schubmasse entstanden und in ihrer nördlichen Hälfte einen Druck von S ausübten, haben dabei innerhalb des hier besprochenen Gebietes nur einen geringen Anteil an der Bewegung der Massen; auf sie mögen die einzelnen Anzeichen einer Südbewegung und die

wenigen flachsten Lagerungen der Schubflächen zurückzuführen sein. Die resultierende Kraft, die die Schuppen bewegte, erfolgte demnach aus SOO.

### Literaturverzeichnis.

- BITTNER, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. K. K. geol. Reichs-Anst. XIV. Wien 1890.
- BÖHM, J.: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. Palaeontographica **38**, 1891.
- BÖSE, E.: Geol. Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geognost. Jahreshefte 1893.
- Über liassische und mittelljurassische Fleckenmergel in den Bayr. Alpen. Berlin 1895.
- Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Diese Ztschr. **50**, 1898.
- V. DITTMAR, A.: Die Contortazone. München 1864.
- DOUVILLÉ, H.: Etudes sur les Rudistes. Mém. Soc. Géol. de France 1890.
- EGGER, J. H.: Foraminiferen der Seewener Kreideschichten. Sitz.-Ber. K. bayr. Akad. d. Wissensch. 1909.
- ESCHER VON DER LINTH: Geol. Bemerkungen über d. nördl. Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. N. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. 1853.
- FELIX, J.: Studien über die Schichten der Oberen Kreideformation i. d. Alpen u. d. Mediterrangebiet. II. Teil: Die Kreideschichten bei Gosau. Palaeontographica **54**, 1908.
- V. FISCHER-OOSTER, C.: Die fossilen Fucoiden der Schweizer Alpen. Bern 1858.
- FRAAS, E.: Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.
- FUCINI, A.: Ammoniti del Lias medio dell' Apennino centrale esistente nel Museo di Pisa. Estratto della Palaeontographica Italica. Vol. V. VI. 1899—1900.
- Synopsis delle Ammoniti del Medolo. Pisa 1908.
- FUCHS, T.: Über die Entstehung der Aptychenkalko. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. **76**. Wien 1877.
- Studien über Fucoiden u. Hieroglyphen. Wien 1895.
- GEYER, G.: Die mittelliassische Cephalopodenfauna d. Hinter-Schafbergs in Oberösterreich. Abh. K. K. geol. Reichs-Anst. H. 4. Wien 1893.
- V. GÜMBEL, K. W.: Geognost. Beschreibung des bayr. Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- V. HAUER, F.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde i. d. n. ö. Alpen. Jahrb. d. geol. Reichs-Anst. Wien 1855.
- HAUG, E.: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. f. Min. Beilage-Bd. III. 1885.
- HEER, O.: Flora fossilis Helvetiae. Zürich 1876.
- HESSE, E.: Die Mikrostruktur der fossilen Echinoideenstacheln u. d. systemat. Bedeutung. N. Jahrb. f. Min. Beilage-Bd. XIII. 1899—1901.
- HOVELACQUE, M.: Album de microphotographies de roches sédimentaires. Paris 1900.
- KNAUER, J.: Geol. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. München 1906.



- LORENZ, T.: Geol. Studien im Grenzgebiet zwischen Helvetischer und Ostalpiner Facies. II. Teil: Südl. Rhätikon. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. XII. 1901.
- LEUCHS, K.: Die Geol. Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges. Ferd. Zeitschrift. III. Folge. 51. Heft. Innsbruck.
- MARSSON, Th.: Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. Aus d. Mitt. d. naturw. Vereins für Neuorpommern und Rügen. X. Greifswald 1878.
- Die Bryozoen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. Pal. Abh. IV. Bd. H. 1. Berlin 1887.
- v. MOJSISOVICS, E.: Aus den vorarlbergischen Kalkalpen. Verh. K. K. geol. Reichs-Anst. Wien 1872.
- Beitr. zur topischen Geologie der Alpen, 3. der Rhätikon (Vorarlberg). Jahrb. d. geol. Reichs-Anst. XXIII. Wien 1873.
- MYLIUS, H.: Die geol. Verh. d. hinteren Bregenzer Waldes i. d. Quellgebieten d. Breitach u. d. Bregenzer Ach bis südlich zum Lech. Geograph. Gesellsch. in München. H. V. 1909.
- OPPEL, A. und SUSS, E.: Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien 1856.
- OPPEL, A.: Paläontol. Mitteil. aus d. Museum des bayr. Staates. 1862. III. Über jurass. Cephalopoden.
- d'ORBIGNY, A.: Paléontologie française. Terrains jurassiques. Paris 1842—1849. Terrains crétacées. 1850—1852.
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
- Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894.
- PENCK A. und BRÜCKNER E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901.
- PERGENS, E.: Révision des Bryozaires du Crétacé figurés par d'ORBIGNY. Première Partie. Bulletin de la Société Belge de Géologie. III. 1889.
- PICTET, F. J.: Mélanges Paléontologiques I. 1863—1868.
- QUENSTEDT, F. A.: Der Jura. Tübingen 1858.
- Petrefaktenkunde. Tübingen 1858.
- Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart 1885.
- RENAULT, B.: Sur quelques Microorganismes des Combustibles fossiles. Extrait du Bulletin de la Société de l'Industrie Minérale. 1899—1900.
- REUSS, A. E.: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart 1845—1846.
- Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. VII. Bd. Denkschr. K. K. Akad. d. Wissensch. Wien 1854.
- Kritische Bemerkungen über die von Herrn ZEKELI beschriebenen Gasteropoden der Gosaugebilde i. d. Ostalpen. Jahrgang 1857 Sitz.-Ber. K. K. Akad. d. Wissensch. XI. Bd.
- v. RICHTHOFFEN, F.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrb. geol. Reichs-Anst. Wien 1859 und 1862.
- ROTHPLETZ, A.: Geol. paläont. Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica 33. Stuttgart 1886.
- Über Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liassische diatomeenführende Hornschwämme. Diese Zeitschr. 48, 1896.
- Geol. Alpenforschungen. I u. II. München 1900 u. 1905.
- Geol. Führer durch die Alpen. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee u. d. Engadin. Berlin 1902.



- SCHAFHÄUTL, E.: Südbayerns Lethaea geognostica. Leipzig 1863.
- SCHULZE, G.: Die geol. Verh. des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördl. ausstrahlenden Seitenäste. Geognost. Jahresh. XVIII. 1905.
- STOLICZKA, F.: Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten in den Ostalpen. Sitz.-Ber. K. Bayer. Akad. d. Wissensch.
- STOPPANI, A.: Géologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. Paléont. Lombarde. Milano 1860—1865.
- SUESS, E.: Die Brachiopoden der Kössener Schichten. Denkschr. Akad. d. Wissensch. VII. Wien 1854.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1903.
- WALTENBERGER, A.: Orographie der Allgäuer Alpen. Augsburg 1872.
- WINKLER, G.: Die Schichten der *Avicula contorta* inner- und außerhalb der Alpen. München 1859.
- WRIGHT, T.: Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands. Palaeontographical Society 1878 ff.
- ZEKELI, L. F.: Die Gasteropoden der Gosaugebilde i. d. nordöstl. Alpen. Abh. geol. Reichs-Anst. Wien 1852.
- v. ZITTEL, K.: Die Bivahren der Gosaugebilde i. d. nordöstl. Alpen. Denkschr. Akad. d. Wissensch. Bd. XXIV. Wien 1864.
- v. ZITTEL, K. A.: Paläont. Studien über die Grenzsichten der Jura- und Kreideformation im Gebiete der Karpaten, Alpen und Apenninen. I. Abt. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Pal. Mitteil. aus d. Museum d. bayr. Staates. Cassel 1870.
- ZUGMAYER, H.: Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beitr. z. Paläontol. Öst.-Ungarns. I. 1882.

## 2. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien.

Von Herrn ADOLF WURM in Heidelberg.

### Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort . . . . .	38
I. Einleitung . . . . .	40
1. Geographischer Überblick . . . . .	40
2. Natur der Aufschlüsse . . . . .	41
3. Historischer Überblick . . . . .	42
4. Literaturverzeichnis . . . . .	45
II. Stratigraphie . . . . .	46
1. Liegendes der Trias . . . . .	46
2. Buntsandstein . . . . .	48
3. Muschelkalk . . . . .	59
4. Keuper (Gipsstufe) . . . . .	78
5. Carniolas . . . . .	84
6. „Ophite“ . . . . .	92
III. Fossilbeschreibung . . . . .	94
IV. Tektonik . . . . .	129
V. Hydrographie . . . . .	136
VI. Geologische Geschichte . . . . .	138
VII. Geomorphologische Beobachtungen . . . . .	143
VIII. Lokalbeschreibung . . . . .	146
IX. Anhang: Triasinsel von Royuela . . . . .	169

### Vorwort.

Die vorliegende Arbeit soll in erster Linie ein Beitrag zur Kenntnis der Trias der Pyrenäenhalbinsel sein. Die Trias der westlichen Mittelmeerländer von Corsica, Sardinien und den Balearen hat schon früh das Interesse der Geologen auf sich gelenkt und ist uns namentlich in neuerer Zeit durch die bahnbrechenden Untersuchungen TORQUISTS genau bekannt geworden. Merkwürdigerweise blieb bis vor kurzem die Pyrenäenhalbinsel fast ganz außerhalb dieser Interessensphäre. Was wir über die Trias der Pyrenäenhalbinsel wissen, verdanken wir in erster Linie dem französischen Geologen DE VERNEUIL. Auf mehreren Reisen, die er nach den östlichen und zentralen Teilen Spaniens unternahm, erkannte er die großen Züge des geologischen Aufbaues der durchstreiften Gebiete und legte die Ergebnisse seiner Forschungen in einer Reihe grundlegender Arbeiten nieder.

An den Namen DE VERNEUIL knüpft sich ja auch die Entdeckung der Triasfundstelle von Mora de Ebro, die ja in der Geologie durch ihre alpinen Faunenelemente eine allgemeinere Berühmtheit erlangt hat.

Gerade weil die spanische Trias zu wenig durchforscht ist, erschien eine eingehendere Untersuchung irgendeines spanischen Triasgebietes besonders verlockend. Bei der Wahl eines geeigneten Arbeitsgebietes war man allerdings mehr oder weniger auf den Zufall angewiesen; den einzigen Anhaltspunkt boten nämlich die oft sehr dürftigen Berichte der spanischen Provinzialbeschreibungen. Es traf sich günstig, daß sich auch mein Freund RUDOLF EWALD in Heidelberg entschloß, in Spanien über Trias zu arbeiten. Noch vor Antritt unserer Reise erfuhr ich durch Herrn Privatdozenten Dr. RÜHL in Marburg, daß möglicherweise auch Herr Prof. TORNQVIST im Begriffe sei, die spanische Trias in Angriff zu nehmen. Wir setzten uns daher mit ihm in Verbindung und verständigten uns über die Wahl der Arbeitsgebiete<sup>1)</sup>.

Die ersten Wochen meines Aufenthaltes in Spanien widmete ich gemeinsam mit EWALD Vorstudien in der Provinz Catalonien. Dann wandten wir uns nach Mora de Ebro (Provinz Tarragona), um dort die Trachyceratenschichten aufzusuchen. Wir fanden diese bei Camposines auf und sammelten reichhaltiges Fossilmaterial. In Mora de Ebro trennte ich mich von EWALD, der sich nach der Provinz Valencia wandte. Ich selbst begab mich in mein eigentliches Arbeitsfeld Aragonien. Der anfangs gehegten Absicht, die Exkursionen auf ganz Aragonien auszudehnen, legten der verhältnismäßig kurze Aufenthalt und die Entfernung der einzelnen Triasgebiete voneinander insofern eine Beschränkung auf, als nur die Trias in der Provinz Zaragoza eine eingehendere Bearbeitung erfahren konnte, während in der südlich gelegenen Provinz Teruel nur eine stratigraphisch und faunistisch besonders interessante Triascholle besucht wurde.

Der Plan einer Untersuchung der spanischen Trias und damit die Anregung zu dieser ganzen Arbeit ging von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. SALOMON, aus. Für die vielen Bemühungen bei der Vorbereitung zur Reise und für die Ratschläge, die ich von ihm bei der Ausarbeitung des gesammelten Materials erhielt, sage ich ihm meinen herzlichen Dank.

Herr Dr. MARTIN SCHMIDT in Stuttgart hatte die große

---

<sup>1)</sup> Man vergl. TORNQVIST, Sitzungsber. d. Preuß. Ak. d. Wiss. 1909, 36, S. 902—918.

Freundlichkeit, mein gesamtes Fossilmaterial einer Durchsicht zu unterziehen. Für seine Mühewaltung und für die wertvollen Ratschläge, die ich bei dieser Gelegenheit von ihm erhielt, sowie für gütige Überlassung von Vergleichsmaterial sage ich ihm meinen besten Dank.

Ferner bin ich Herrn Privatdozenten Dr. GOTHAN in Berlin für die Bestimmung meiner Buntsandsteinfossilien, Herrn Prof. JAEKEL in Greifswald für die gütige Auskunft über einen Selachierzahn und Herrn Prof. SCHLOSSER in München für die Bestimmung von Cervidenresten zu großem Dank verpflichtet.

Herrn Dr. P. HEYDER bin ich für die vorzügliche Reproduktion der Karte von PALACIOS sehr verbunden.

Das Kais. Deutsche Generalkonsulat in Barcelona hat mich durch Ausstellung einer Empfehlung an den Kais. Deutschen Konsul in Zaragoza zu lebhaftem Dank verpflichtet.

## I. Einleitung.

### 1. Geographischer Überblick.

(Vgl. das Kärtchen auf Tafel V<sup>1</sup>) und irgendeine größere Karte eines guten Atlas, etwa STIELER)

Die Gebirge im Norden und Süden des Jalón gehören der Osthälfte der Iberischen Scholle an; sie umfassen mehrere Sierras, unter denen in der Provinz Zaragoza die Sierra de la Virgen (b 2), die Sierra de Vicor (c 3) und die Sierra de Algairén (c 2/3) die wichtigsten sind. Ihren Charakter als wirkliche Gebirge erhalten sie eigentlich erst durch ihre Beziehung zu den weiten Tertiärbecken, von denen sie umrandet werden, vor allem zum Ebrobecken und zum Becken von Almazán<sup>2</sup>) und Burgos<sup>2</sup>). Die Nomenklatur der einzelnen Gebirgsglieder liegt noch sehr im argen, und bei den verschiedenen Autoren, selbst den spanischen, hat sich noch keine Einheitlichkeit in der Namengebung erzielen lassen. THEOBALD FISCHER, einer der besten Kenner Spaniens, faßt alle die Gebirge, welche den Trog des Ebrobeckens gegen SW umwallen, zu einer geomorphologischen und tektonischen Einheit unter dem Namen „Östliches Iberisches Randgebirge“<sup>3</sup>) zusammen. Ein

<sup>1</sup>) Die Karte enthält nicht alle Einzelheiten des Originals des Mapa geológico, sondern nur die für die Besprechung in der vorliegenden Arbeit notwendigen Eintragungen.

<sup>2</sup>) Außerhalb meines Kartengebietes (von jetzt ab im Text abgekürzt a. m. K.).

<sup>3</sup>) PETERM. Mitt. 1894 d. S. 278.

Teil der spanischen Geologen und mit ihnen auch der französischen Forscher DEREIMS teilen diesen ganzen Gebirgskomplex in zwei Parallelgürtel auf, in die Chaîne Ibérique oder Celtibérique, die von der Sierra de la Demanda (a. m. K.) im Norden beginnt und ihre südliche Fortsetzung in den Gebirgen längs des Jiloca findet, und die Chaîne Hespérique, welche sich aus dem Bergland von Molina de Aragón, der Sierra de la Menera und der Sierra de Albarracín (sämtlich a. m. K.) zusammensetzt. Die Chaîne Ibérique und Hespérique verschmelzen südlich miteinander in dem Hochplateau von Teruel (a. m. K.). Meine Untersuchungen in Zentralaragón erstreckten sich nur auf die Iberische Kette und hier wieder nur auf den Teil, der sich vom Moncayo (b 1) im Norden bis zu der ungefähr mit dem südlichen Rande meines Kärtchens zusammenfallenden Grenze der Provinz Teruel hinzieht.

Das Iberische Randgebirge erhebt sich im NO und SW mit ziemlich steilem Anstieg aus den Tertiärbecken, im NO aus dem Ebrobecken, das sich nach NW verjüngend mit dem Duerobecken in Verbindung setzt, im SW aus dem Becken von Almazán, einer Abzweigung des Duerobeckens.

Vom Jalón, der vom Hochland von Medinaceli (a. m. K.) kommt, wird das Iberische Randgebirge in SW—NO-Richtung quer durchbrochen.

Der bedeutendste südliche Zufluß des Jalón ist der Jiloca. Ganz in der Nähe seiner Mündung in den Jalón liegt Calatayud (b 2), eine Stadt mit ungefähr 10 000 Einwohnern, die ich mir als Basis für alle meine Exkursionen zum Standort erwählte.

## 2. Natur der Aufschlüsse.

Da fast jeglicher Baumwuchs dem Lande fehlt, und eine reichere Vegetation nur in den Flußtalern anzutreffen ist, tritt das nackte Gestein fast überall zutage. Wenn man auf dem maurischen Castillo über Calatayud steht und den Blick gegen NW längs der Straße nach Soria (a. m. K.) schweifen läßt, so bietet sich dem Auge ein Bild trostlosester Öde. Es ist eine große Steinwüste, in der kein Baum wächst, ja auf weite Strecken kein Strauch; weiße Kalkhügel lösen sich in immer gleicher Monotonie bis an den Horizont ab. Man kann hier nicht mehr von Aufschlüssen reden, da beinahe alles Aufschluß ist und eine geschlossene Vegetationshülle nirgends vorhanden ist. Eine eigentliche Schutt„decke“ findet man im Gebirge selbst auf ziemlich ebenen Plateaus nur selten. Die

Frühjahrs- und Herbstregen, aber auch sommerliche Regengüsse von meist wolkenbruchartigem Charakter spülen allen feineren und z. T. auch den gröberen Schutt, den Spaltenfrost und Verwitterung entstehen lassen, sofort zu Tal. Für die Güte der Aufschlüsse spricht am meisten der Umstand, daß an vielen Punkten vollständige Profile durch einen ganzen Schichtkomplex, z. B. den Muschelkalk, aufgenommen werden konnten.

### 3. Historischer Überblick.

Die ersten Anfänge einer genaueren geologischen Durchforschung und Aufnahme größerer Gebiete fallen zusammen mit der 1873 erfolgten Gründung der Comisión del Mapa geológico de España. Eine der ersten Provinzen, deren Untersuchung in Angriff genommen wurde, war Zaragoza. Sie fand ihren Bearbeiter in DONAYRE, der sich in seinem „Bosquejo de una Descripción Física y Geológica de la Provincia de Zaragoza“ auf die lokale Begrenzung der Formationen und die Beschreibung der stratigraphischen Verhältnisse beschränkt. Als Anhang sind seiner Arbeit 3 Kataloge beigegeben, ein „Catálogo de las rocas recogidas en la provincia de Zaragoza“, der eine ausführliche Aufzählung der den verschiedenen Formationen eigentümlichen Gesteinstypen mit ihren Fundorten enthält; ferner ein „Catálogo de los minerales recogidos en la Provincia de Zaragoza“, der verschiedene Mineralvorkommen der Provinz erwähnt, und schließlich ein „Catálogo de los fósiles recogidos en la provincia de Zaragoza“, in dem DONAYRE eine Liste der von ihm gesammelten und bestimmten Fossilien samt Fundorten nach den einzelnen Formationen geordnet zusammengestellt hat. So verdienstvoll die Arbeit DONAYRES als erster grundlegender Versuch einer geologischen Beschreibung der Provinz war, so vermag sie uns doch nur ein lückenhaftes, noch sehr der Ergänzung bedürftiges Bild von der stratigraphischen Mannigfaltigkeit des Gebietes zu geben. In tektonischer Beziehung läßt sie uns aber fast vollständig im Stich, wie sie auch sonst allgemeinere Fragen kaum berührt und die Ergebnisse der Beobachtung selten in ihrem inneren Zusammenhange beleuchtet.

Fast zwei Jahrzehnte später erhielt PALACIOS von der Comisión del Mapa geológico den Auftrag, eine nochmalige Begehung einzelner Teile der Provinz vorzunehmen. Die Resultate seiner Untersuchung faßte er in der „Reseña Geológica de la Región Meridional de la Provincia de Zaragoza“ zusammen. Ohne Zweifel hat durch diese Arbeit die Geologie der Provinz Zaragoza eine ganz hervorragende Förderung er-



fahren, da PALACIOS Augenmerk nicht nur auf die Klarlegung der stratigraphischen Verhältnisse gerichtet war, sondern auch die tektonische Seite, wenn auch nicht in der genügenden Weise, Berücksichtigung fand. Der Schwerpunkt seiner Untersuchungen lag auf stratigraphischem Gebiet; sein Hauptverdienst ist es, das Vorkommen von Cambrium entdeckt und aus dem paläozoischen Schichtenkomplex, der hauptsächlich aus Silur und Devon besteht, abgegliedert zu haben. Auch die Trias erfuhr durch ihn eine schärfere Umgrenzung ihrer einzelnen Stufen. Im Jura schied PALACIOS den Lias aus. Von der Kreide trennte er eine „infracretaceische“ Schichtserie ab.

Nicht besonders günstig stand es mit der Beschaffung eines geeigneten Kartenmaterials<sup>1)</sup>. Als topographische Karte hatte ich die Karte von D. FRANCISCO COELLO, (ungefähr 1:200 000<sup>2)</sup>), zur Verfügung, die um die Mitte des vorigen Jahrhunderts erschienen ist. Für ihre Zeit ein Meisterwerk ersten Ranges, ist sie heute veraltet und genügt durchaus nicht mehr den Ansprüchen, die man an eine moderne Karte stellt. Die bodenplastischen Formen kommen auf ihr, soweit mir eine Prüfung in den von mir begangenen Gebieten möglich war, ganz falsch zum Ausdruck. Die Wegeinzeichnungen sind, soweit es sich nicht um Hauptwege handelt, fast alle veraltet und unbrauchbar geworden, da jetzt ein vielfach verändertes Wegnetz die einzelnen Dörfer verbindet. Dazu kommt noch, daß die technische Ausführung der Karte keinen Gesamteindruck vermittelt. Trotz dieser vielen Mängel und Ungenauigkeiten ist die Karte von COELLO immer noch für den größten Teil Spaniens das einzige brauchbare Kartenwerk und wird es jedenfalls noch auf lange Zeit hinaus bleiben. Denn wie mir ein aufnehmender Ingenieur des geographischen Institutes aus Madrid, mit dem mich der Zufall zusammenführte, erzählte, sind die vorbereitenden Arbeiten für das neue große Kartenwerk, das die spanische Regierung herauszugeben gedenkt, noch nicht allzuweit gediehen. Es stellte sich die Notwendigkeit einer nochmaligen genauen Vermessung großer Teile des Landes heraus, die natürlich viel Zeit und Geld in Anspruch nehmen dürfte. Alle übrigen Karten von Zentralspanien oder von Aragón basieren auf der COELLOSchen Karte und verwerten gar keine oder nur wenig neue Beobachtungen.

<sup>1)</sup> Vergl. PRUDENT, La Cartographie de l'Espagne. Annal. de Géogr., Paris 1904, Bd. 13; ferner STAVENHAGEN, Skizze der Entwicklung und des Standes des Kartenwesens im außerdeutschen Europa. Pet. Mitt., Ergänzungsh. 148, 1904.

<sup>2)</sup> Selbst berechnet, da jede diesbezügliche Angabe auf der Karte fehlt.

Es liegt in der Natur der Sache, daß da, wo eine gute topographische Unterlage fehlt, auch eine geologische Landesaufnahme nur in beschränktem Maße durchführbar ist. Die geologischen Karten, welche von der Comisión del Mapa geológico herausgegeben werden, können nach TH. FISCHER nur Anspruch auf die Bezeichnung einer „flüchtigen Rekognoszierung“<sup>1)</sup> erheben. DONAYRE war es, der, wie schon erwähnt, mit der geologischen Aufnahme der Provinz Zaragoza beauftragt, als eine der ersten geologischen Provinzialkarten Spaniens überhaupt den „Mapa Geológico de la Provincia Zaragoza“ veröffentlichte. Damit war ein bedeutender Schritt vorwärts in der geologischen Erforschung dieser Gebiete getan. Freilich krankte auch die geologische Karte an denselben Mängeln wie die topographische; DONAYRE zog es auch vielleicht der Übersichtlichkeit halber vor, eine Darstellung der Gebirge nach Art der COELLOSchen Karte ganz wegzulassen. Dennoch war damit eine Übersichtskarte geschaffen, auf der die Verteilung der einzelnen Formationen und damit auch der ganze geologische Aufbau gut zum Ausdruck kommt. Eine teilweise revidierte Karte hat PALACIOS als Anhang zu seiner *Reseña geológica* herausgegeben; er stellte die von DONAYRE z. T. ungenau angegebenen Grenzen der Formationen an verschiedenen Punkten richtig, führte auch auf der Karte die vorher erwähnte genauere Gliederung des Palaeozoicums, des Jura und der Kreide durch, konnte aber im großen und ganzen die Aufnahmen DONAYRES bestätigen. In der Farbengebung erhielt die neue Karte ein kontrastreicherer und deshalb vorteilhafterer Gewand; sonst blieb aber die Ausführung dieselbe, eine Gebirgsdarstellung fehlt auch ihr. Ein fast genaues Abbild von dieser Karte ist das offizielle von der Comisión herausgegebene Blatt Nr. 21, das allerdings außer der Provinz Zaragoza noch die angrenzenden Gebiete von Soria und Logroño umfaßt. In Einzelheiten ist die Karte noch sehr verbesserungsbedürftig. Beispielshalber möchte ich nur erwähnen, daß auf der Karte ein ununterbrochener Triasstreifen den Rio Isuela von Tierga (b 1, 2) nach Mesones (b 2) begleitet. In Wirklichkeit treten an der Casa d'Agudillo (auf der Karte nicht angegeben), einem Bergwerkshäuschen 1 Stunde unterhalb Tierga (b 1/2), auf beiden Seiten Silurberge an den Fluß heran<sup>2)</sup>. Der am linken Ufer dahinziehende Saumpfad nach Mesones (b 2) führt zuerst im Silur,

<sup>1)</sup> Sitzungsber. d. Ges. z. Beförderung d. gesamt. Naturw. zu Marburg 1893, Nr. 1, S. 1—4.

<sup>2)</sup> Auf der linken Seite der steile Kegel der Cabeza d'Agudillo, der von mächtigen Gängen Roteisensteins durchsetzt wird.

dann im Buntsandstein, dann wieder im Silur, zuletzt im Buntsandstein entlang. Es muß allerdings hervorgehoben werden, daß auch der allzu kleine Maßstab dieser Karten 1:400000 die Eintragung von kleineren Einzelheiten unmöglich gemacht hat.

Was nun die Provinz Teruel (a. m. K.) anbelangt, so hat CORTAZAR in seinem „Bosquejo Físico-Geológico y Minero de la Provincia de Teruel“ eine eingehende Beschreibung der Provinz gegeben. Außerdem aber verdanken wir dem französischen Forscher DEREIMS eine ausgezeichnete geologische Monographie der dortigen Gegenden.

Mit der Kartographie der Provinz Teruel ist es aber noch wesentlich schlechter bestellt als mit der der Provinz Zaragoza. DEREIMS gesteht in seinem Vorwort, daß ihm als einzige topographische Karte die aus dem Atlas von STIELER (1:1500000) zur Verfügung gestanden hat. Er selbst gibt seiner Arbeit zwei geologische Kärtchen im Maßstab 1:500000 bei, von denen mir die „Carte Géologique de l'Extrémité méridionale de la Chaîne Hespérique“ als Übersichtskarte gute Dienste geleistet hat. Als Anhang zum Bosquejo hat CORTAZAR eine geologische Karte der Provinz herausgegeben; sie basiert auf der Karte von COELLO, die für diesen Teil Spaniens nie veröffentlicht wurde. Vor den geologischen Karten von vielen anderen Provinzen zeichnet sie sich dadurch aus, daß auch die Gebirge in sie eingetragen sind.

#### 4. Literaturverzeichnis.

- BORNEMANN: 1856. Briefliche Notiz. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 8, S. 165.
- CHUDEAU: 1892. Le plateau de Soria. Ann. d. Geogr. 1, 1891 bis 1892, S. 279.
- DE CORTAZAR: 1875. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca. Mem. Com. Map. geol. España, t. 3.
- 1885. Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. Bol. Com. Map. geol. España, t. 12.
- DEPÉRET et VIDAL: 1906. Sur le bassin oligocène de l'Èbre et l'histoire tertiaire de l'Espagne. C. R. Ac. des Sc. 142, S. 752—755.
- DEREIMS: 1893. Nouvelles observations sur la géographie physique du Plateau de Teruel. Annal. de Geogr., t. 2, 1892/93, S. 315.
- 1898. Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon. Thèses présentées à la Faculté des Sciences de Paris.
- DONAYRE, MARTIN: 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. Mem. Com. Map. geol. España, t. 1.
- FISCHER, THEOBALD: 1894. Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel. PETERM. Mitt. 40, S. 249—256, 277—285.
- FOUQUÉ: 1889. Mission d'Andalousie. Mém. prés. à l'Acad. d. Sc. de l'Institut de France 30.

- JACQUOT: 1866. Esquisse géologique de la Serrania de Cuenca (Espagne). *Annal. des Mines*, 6. sér., t. 9, S. 391.
- 1888. Sur le gisement et la composition du système triasique dans la région pyrénéenne. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 3. sér., t. 16, S. 850.
- MALLADA: 1880. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. *Terreno Mesozoico. Sistema Triásico. Bol. Com. Map. Geol. España*, t. 7, S. 241.
- PALACIOS, 1890. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Map. Geol. España*.
- 1892. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. 29.
- PENCK: 1894. Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin* 29, S. 109—141.
- TORNQUIST: 1909. Über die außeralpine Trias auf den Balearen und in Katalonien. *Sitz-Ber. d. K. Preuß. Akad. d. Wiss.* 36.
- DE VERNEUIL et COLLOMB: 1853. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bull. Soc. géol. de France* 1852/53, 2. sér., t. 10.
- DE VERNEUIL et DE LORIÈRE: 1854. Observations géologiques et tableau des altitudes observées en Espagne pendant l'année 1853. *Bull. Soc. géol. de France* 1853/54, 2. sér., t. 11, S. 661.
- DE VERNEUIL et COLLOMB: 1856. Note sur l'Espagne. *Bull. Soc. géol. de France* 1855/56, 2. sér., t. 13.
- DE VERNEUIL et LOUIS LARTET: 1863. Note sur le calcaire à *Lychnus* des environs de Segura (Aragon). *Bull. Soc. géol. de France* 1862/63, 2. sér., t. 20, S. 684.

## II. Stratigraphie.

### 1. Liegendes der Trias.

In der Provinz Zaragoza liegt die Trias hauptsächlich auf silurischen, seltener auf cambrischen und devonischen Gesteinen. Permische Ablagerungen sind anscheinend in der Provinz Zaragoza bisher nicht sicher erkannt. Überhaupt ist die Existenz des Perms auf der pyrenäischen Halbinsel noch nicht mit völliger Sicherheit festgestellt. DE VERNEUIL sagt in seinem „Notice on the Geological Structure of Spain“<sup>1)</sup>: „The existence in Spain of the Permian System is still a problem, as no fossils of that age have ever been found.“ Das heutige Spanien war sehr wahrscheinlich während der Permzeit ein großes Festland<sup>2)</sup>. Wenn Ablagerungen des Perms vorhanden sind, können sie wohl nur terrestrischer Natur sein. Die Sandsteine, die dem

<sup>1)</sup> The Report of the British Association 1850, Notices and Abstracts, S. 110.

<sup>2)</sup> Vom nördlichen Gebirgsrand der Pyrenäen sind marine Sedimente des Perm bekannt.

Palaeozoicum in den von mir besuchten Gegenden auflagern, werden aber vorläufig als geologische Einheit, und zwar als Buntsandstein aufgefaßt, da ihr petrographischer Habitus ganz einheitlich ist und Fossilien, die eine Abtrennung permischer Ablagerungen gestatteten, bisher fehlen. Dagegen hat M. JACQUOT (1888) in den Pyrenäen als Liegendes des Buntsandsteins Sandsteine feststellen können, die sich durch ihre dunklere Farbe deutlich von den Triassandsteinen unterscheiden sollen. Er rechnet sie deshalb dem Perm zu. Auch aus Andalusien ist von MICHEL LÉVY und BERGERON<sup>1)</sup> Perm in der Serrania de Ronda angegeben worden. Schon früher haben ANSTED<sup>2)</sup> und JACQUOT<sup>3)</sup> das Vorkommen von Perm in Spanien angezeigt. Was letzterer aber zum Perm rechnet, das gehört nach CORTAZAR (s. L. 1875, S. 88) zur unteren Trias, und zwar zum Buntsandstein. Ein direkter Nachweis der permischen Formation durch paläontologische Dokumente ist auch LÉVY und BERGERON nicht gelungen. Der petrographische Habitus der Sandsteine, „leur coloration rouge très foncée, la nature de leurs éléments presque toujours empruntés aux roches avoisinantes et généralement peu roulés“ erinnern an das deutsche Perm. Auch die Diskordanz, welche dort zwischen den triadischen und tiefer liegenden Sandsteinen besteht, kann für das permische Alter der letzteren sprechen.

Vom rein theoretischen Standpunkt aus sind wir ja zu der Annahme gezwungen, daß Gebieten intensiver Denudation Depressionsgebiete entsprechen, in welchen das Abrasionsmaterial zur Ablagerung kommen mußte. Es wäre möglich, daß gerade diese letzteren zur Permzeit zum größten Teil außerhalb der Grenzen der heutigen Pyrenäenhalbinsel gelegen haben.

Immerhin will ich jedoch auch die andere Möglichkeit nicht für ausgeschlossen halten, daß dennoch an vielen Stellen in Spanien und auch in der Provinz Zaragoza Perm vorhanden sei, aber in einer Gesteinsbeschaffenheit, welche sich vollständig der der Schichten des unteren Buntsandsteins anschließt und petrographisch keine Unterscheidung zuläßt. Auch in Deutschland läßt sich ja an manchen Orten eine scharfe Grenze zwischen Rotliegendem und Buntsandstein nicht ziehen. Es erscheint überhaupt, wie EB. FRAAS besonders hervorhebt, unnatürlich zwischen diese beiden Formationen, die so viel Ähnlich-

<sup>1)</sup> Mission d'Andalousie, S. 225, s. L. unter Fouqué. (s. L. = siehe Literaturverzeichnis.)

<sup>2)</sup> Journal of the Geolog. Society 1857, S. 585.

<sup>3)</sup> s. L. 1866.



keit in ihren Entstehungsbedingungen erkennen lassen, die Grenzen zweier Erdperioden, des Palaeozoicums und des Mesozoicums zu verlegen.

Die Trias liegt überall in der Provinz deutlich diskordant auf dem Palaeozoicum.

Wenn ich im folgenden die Bezeichnungen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper auf die Ablagerungen der spanischen Trias anwende, so soll, wie ich hier ausdrücklich bemerke, damit nicht gesagt sein, daß sich die genannten Formationen in Deutschland und Spanien auch zeitlich genau entsprechen. Im Gegenteil, es ist sogar unwahrscheinlich, daß die Buntsandsteinperiode in den beiden weit voneinander entfernten Gebieten zu gleicher Zeit ihren Abschluß fand, daß also in genau demselben Zeitpunkt die Transgression des Muschelkalkmeeres einsetzte. Überdies sind gerade in Aragonien die einzelnen Schichtglieder der Trias, so ungleichmäßig ausgebildet, daß an eine Parallelisierung mit deutschen Horizonten im einzelnen vorläufig fast gar nicht gedacht werden kann. Aus rein praktischen Gründen habe ich aber dennoch die deutschen Bezeichnungen beibehalten, zumal man ja auch in Aragonien im allgemeinen wenigstens einen sandigen unteren, einen dolomitischen mittleren und einen mergeligen oberen Schichtkomplex unterscheiden kann.

## 2. Buntsandstein.

### Mächtigkeit.

Bei den oft kolossalen Mächtigkeitsänderungen der einzelnen Triasglieder muß betont werden, daß der Buntsandstein diesen im allgemeinen weniger als Muschelkalk und Keuper unterworfen ist. PALACIOS sagt darüber: „La zona de la arenisca roja es la mas constante, si bien á veces adquiere un espesor de varios cientos de metros y otras se reduce casi á la nada, aunque sin desaparecer nunca por completo.“ „Der Buntsandstein ist am meisten konstant, wenn er auch manchmal eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erreicht und an andern Orten sich bis auf ein Minimum reduziert, ohne jedoch jemals vollständig auszukeilen.“ Aus dem eben Gesagten geht hervor, daß es unmöglich ist, die Mächtigkeit des Buntsandsteins in der Provinz Zaragoza im allgemeinen anzugeben. Man kann nur ein Anschwellen der Mächtigkeit von den südwestlichen Gebieten nach den nordöstlichen hin konstatieren; sein Maximum erreicht es im Gebiet des Moncayo (b, 1). Vollständige Aufschlüsse vom Kontakt mit dem Palaeozoicum bis



zum Beginn des Muschelkalkes habe ich auf meinen Exkursionen nirgends angetroffen. Der Versuch durch vergleichende Beobachtungen an verschiedenen Örtlichkeiten ein annäherndes Maß der Mächtigkeit zu gewinnen, scheiterte an dem gänzlichen Mangel an Leithorizonten und erwies sich in der Folge noch mehr durch die bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen auf kurze Entfernungen hin als undurchführbar. Meine Messungen konnten sich daher nur auf partielle Komplexe des Buntsandsteins erstrecken. Nördlich von Alhama (a 2, 3) am Durchbruch des Jalón durch die Trias ist die Mächtigkeit des anstehenden Buntsandsteins ungefähr 85—90 m; der untere Teil liegt in der Tiefe. Nach Beobachtungen an der Boquete de Tranquera, einige Kilometer südlich von dem erstgenannten Punkt, schätze ich die Mächtigkeit des Buntsandsteins dort auf 120—150 m.

Bei Illueca (b, 2) am Rio Aranda habe ich 130—140 m Mächtigkeit gemessen. Aber auch hier ist der Buntsandstein durch eine Verwerfung in die Tiefe abgesunken, so daß der basale Teil nicht sichtbar ist.

Zu ganz besonderer Mächtigkeit schwillt der Buntsandstein im SO des Moncayo (b, 1) im Val de Plata westlich von Calcena (b, 1) an. Vom Flußbett des Rio Isuela, dessen tiefe Schlucht noch in fast horizontal liegendem Buntsandstein eingeschnitten ist, steigen hohe Berge, fast ganz aus diesem bestehend, auf. Die Messung mit dem Aneroid ergab eine Höhendifferenz von 520—530 m, welche aber immer noch nicht der Gesamtmächtigkeit entsprechen.

#### Petrographische Beschaffenheit.

Die petrographische Ausbildung des Buntsandsteins zeigt einige Besonderheiten, entspricht aber im allgemeinen der des deutschen. Zu den hauptsächlichsten Gesteinstypen des Buntsandsteins gehören Konglomerate, Sandsteine, Tone und Mergel. Die Konglomerate des Buntsandsteins bestehen aus Geschieben von weißem Quarz und rotem Quarzit, die durch eischüssiges, kieseliges Zement zusammengebacken sind. Wo sich diese Konglomerate, wie es meist, aber nicht ausschließlich der Fall ist, direkt oder doch nur wenige Meter über der ehemaligen paläozoischen Landoberfläche finden, da wird ihr Auftreten mit der Erosionsdiskordanz zwischen Palaeozoicum und Mesozoicum zusammenhängen und eben durch diese bedingt sein. Das Material der Konglomerate stammt offenbar aus silurischen bzw. cambrischen und devonischen Schichten. An der Boquete de Tranquera (Mündung von Rio Mesa in den Rio Piedra b, 3) zeigt die geringe Kantenrundung der Mehrzahl der Gerölle

an, daß sie keinen allzulangen Transport etwa durch fließendes Wasser erfahren haben. Ganz beträchtliche Dimensionen, bis zu  $1\frac{1}{2}$  dm im Durchmesser erreichen die völlig kantengerundeten Gerölle in den Konglomeraten östlich von Aranda (b, 1/2), auf dem Wege von Aranda nach Calcena (b, 1). Siehe Profil 2, S. 55.

Die Konglomerate treten in ihrer vertikalen Verbreitung weit gegen die Sandsteine zurück, die petrographisch den Hauptbestandteil des Buntsandsteins ausmachen. Diese Sandsteine sind fast immer durch einen mitunter beträchtlichen Muscovitgehalt ausgezeichnet und treten in mäßig dicken, festen Bänken auf. Häufig aber nehmen sie durch Aufnahme von tonigen Substanzen weichere Beschaffenheit an und sind dann in Pakete dünnschichtiger Platten zerspalten. Neben roten Sandsteinen treten an verschiedenen Punkten gelblichweiße Sandsteine auf. Es scheint nun ein inniger Zusammenhang zwischen der Pflanzenführung des Sandsteins und seiner Entfärbung zu bestehen. Mit wenigen Ausnahmen liegen alle Buntsandsteinpflanzenlager, die ich auf meinen Exkursionen angetroffen habe, in weißem entfärbtem Sandstein. Man könnte an eine Einwirkung der aus den Pflanzen bei ihrer Verwesung entstehenden Humussäuren, vielleicht an eine Art Bleisandbildung denken.

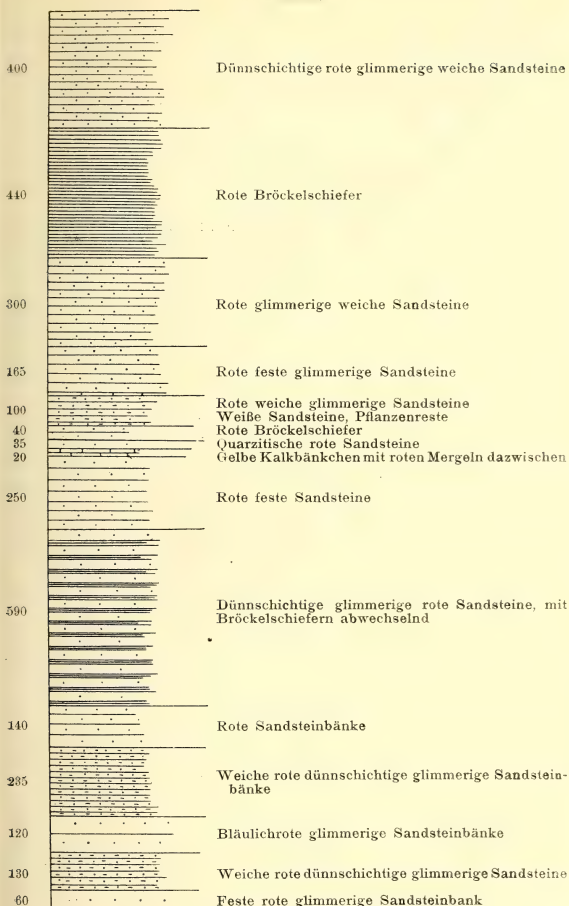
Eine ziemlich häufige Erscheinung im aragonischen Buntsandstein ist das Auftreten von quarzitischen Bänken. Man kann alle Übergänge von angehender Verkieselung bis zum typischen Quarzit beobachten. Sie lassen sich in ein und derselben Bank nachweisen. Das beweist, daß die Quarzitbänke keine Leithorizonte bilden können.

Mit den Sandsteinen in beständigem Wechsel stehen rote Tone vom Charakter unserer Heidelberger Bröckelschiefer und im oberen Teil des Buntsandsteins auch dolomitische Mergel.

Die gesamte petrographische Ausbildung erinnert am meisten an den oberen Buntsandstein des Odenwaldes. Allerdings beschränkt sich diese Ausbildung in Aragón nicht bloß auf den oberen Teil des Buntsandsteins, sondern findet sich in gleicher Weise auch in den mittleren und unteren Horizonten. An einigen Punkten zeigt sich eine ausgesprochene Neigung zur Bildung von Plattensandsteinen, die immer mit Lagen von Bröckelschiefern abwechseln.

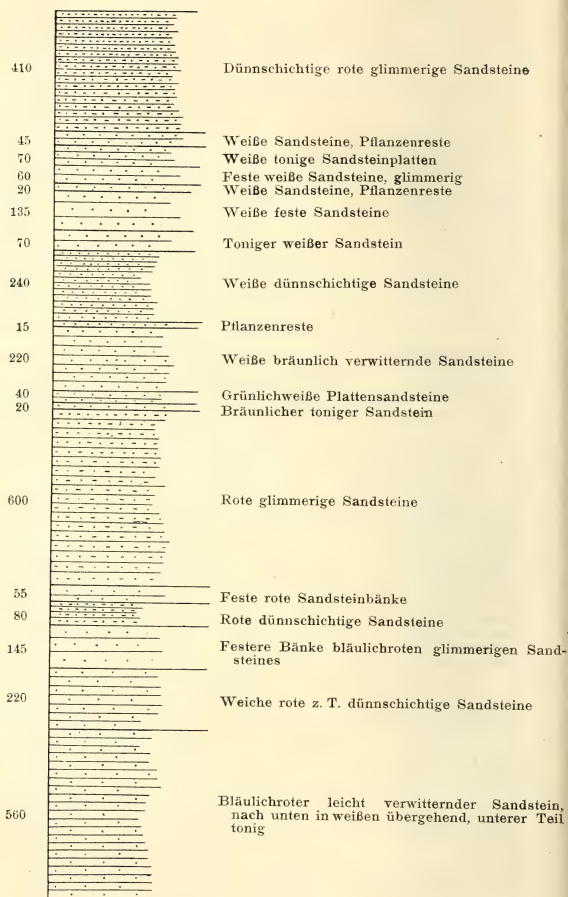
Nur als allgemeiner Typus der petrographischen Ausbildung soll das nebenstehende Profil gelten, das ich östlich von Illueca aufgenommen habe (siehe Prof. 1).

Was die sonstigen petrographischen Charaktere des Buntsandsteins der Provinz Zaragoza betrifft, so dürfte von



Prof. 1a (obere Fortsetzung von b)<sup>1)</sup>.  
Buntsandsteinprofil bei Illueca.

<sup>1)</sup> Mächtigkeitsangabe der Schichten bei diesem und allen folgenden Profilen in Zentimetern.



Prof. 1b.

Bundsandsteinprofil bei Illueca.

den Merkmalen unseres deutschen Buntsandsteins kaum etwas Wesentliches fehlen. Wellenfurchen, Trockenrisse, Tongallen, Häufigkeit der Diskordanzschichtung sind dem deutschen wie dem aragonischen Buntsandstein gemeinsam, eine Tatsache, welche die Annahme hinreichend gerechtfertigt erscheinen läßt, daß der Absatz des Buntsandsteins in den beiden entfernten Ländern wesentlich unter den gleichen Bedingungen stattgefunden hat.

An unsere Kugelhorizonte erinnert eine Kugelschicht im Buntsandstein des Beckens von El Frasnó (c, 2). Die Kugeln erreichen allerdings hier nur geringe Größe bis zu 1 cm im Durchmesser, sind häufig etwas platt oder linsenförmig. Da sie sich durch größere Konsistenz vor dem Muttergestein auszeichnen, ragen sie überall aus ihm hervor. Ob dieser Kugelhorizont ein bestimmtes stratigraphisches Niveau hat, ist an dieser Stelle nicht zu entscheiden.

#### Die Mineralführung

des Buntsandsteins ist ziemlich spärlich und entbehrt jeder technischen Bedeutung. Als Kluftmineral tritt wie in unserm Buntsandstein Schwerspat auf; er bildet einen ansehnlichen Gang nicht weit von Illueca (b, 2). Das Mineral erscheint in Aggregaten von rötlicher Farbe, ähnlich wie das mir durch Augenschein bekannte Vorkommen von der Hohen Waid bei Heidelberg. Es scheint nicht ausgebeutet zu werden.

Größeres Interesse verdient das Vorkommen von Barytsandsteinen. Daß eine Imprägnation vorliegt, ist am Gestein leicht daran zu erkennen, daß gewisse Flächen lebhaft an ihm einspiegeln. Schon das große spezifische Gewicht der Gesteinsstücke deutete auf Baryt. Chemische Reaktionen bestätigten diese Vermutung. Das Mineralpulver wurde mit konzentrierter HCl befeuchtet, mit Alkohol übergossen und dieser entzündet. Nachdem der überschüssige Alkohol verbrannt war, zeigte sich in der allmählich verlöschenden Flamme deutlich die grüne Bariumfärbung. Eine andere Probe der Substanz ergab in der Sodaperle am Platindraht Heparreaktion.

Für die Entstehung der Barytsandsteine kommen in der Hauptsache drei Möglichkeiten in Betracht: 1. Barytgänge unterliegen dem Einfluß vadoser Gewässer; diese lösen den Baryt auf, durchtränken den Sandstein mit den gelösten Stoffen und scheiden dann allmählich verdunstend den Baryt gleichmäßig verteilt wieder ab. 2. Juvenile Thermalwässer, die gelösten Baryt enthalten, steigen empor, gelangen auf ihrem Wege an eine undurchlässige Tondecke, die sie zwingt, sich seitlich im anliegenden Gestein auszubreiten. Die feine kapillare Durch-

tränkung und die dadurch ermöglichte leichtere Verdunstung führen zum Absatz des gelösten Baryts. 3. Der Barytgehalt ist primär dem Gestein bereits bei der Sedimentation gegeben. Vadose Gewässer lösen ihn auf und scheiden ihn an anderen Stellen wieder ab. Der ganze Vorgang besteht nur in einer Umkrystallisation des Baryts. Bei dieser Annahme bleibt dann immer noch zu erklären, woher der Baryt ursprünglich stammt. Ich bin mir nicht klar darüber, welche der drei Hypothesen am meisten für sich hat.

An einigen Stellen ist der Sandstein mit Kupferverbindungen imprägniert, und die Schichtflächen sind mit blauen und grünen Flächen von Kupferlasur und Malachit überzogen. Auch im deutschen Buntsandstein ist das Auftreten von diesen Mineralien nichts Fremdes, der Voltziensandstein im Elsaß, der Sandstein Württembergs, der an der Saar und bei Commerne-Mechernich in der Rheinprovinz (BLANCKENHORN)<sup>1)</sup> zeigen diese Erscheinung sehr häufig. Das Auftreten von Azurit und Malachitflecken hat nach PALACIOS am Fuße von Las Almas nördlich von Tabuenca (b, 1) Veranlassung zu Schürfungen gegeben, die aber resultatlos verliefen.

Endlich zeigt der Buntsandstein im Valdeñoso bei Calcaena (b, 1) auf kleinen Klüften, die ihn durchsetzen, Ausscheidung von Hämatitblättchen in so reichlichem Maße, daß der von Sandsteinstücken übersäte Abhang in der Sonne lebhaft glitzert.

#### Gliederung.

Die sich bei uns meist leicht ergebende Dreiteilung in unteren, mittleren und oberen Buntsandstein läßt sich im aragonischen Buntsandstein im allgemeinen nicht durchführen. DE VERNEUIL, der, wie erwähnt, in den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts behufs geologischer Studien Spanien bereiste, unterscheidet auf Grund der Beobachtungen, die er in Teruel und Valencia machte, zwei Abteilungen im Buntsandstein: 1. étage inférieur, formé d'un grain beaucoup plus grossier, moins micacé, passant quelquefois à un conglomérat, 2. étage supérieur, formé d'une suite d'assises en bancs assez minces, d'un grès à grains quartzeux, fins, de couleur rouge, avec des paillettes de mica couchées à plat.<sup>2)</sup>

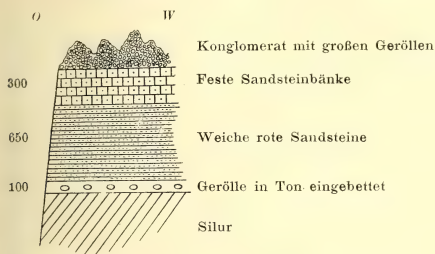
Für den Buntsandstein der Provinz Zaragoza läßt sich diese Gliederung nicht aufrechterhalten. Eine allgemeinere stratigraphische Bedeutung kommt nur dem Basalkonglomerat

<sup>1)</sup> Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen 1885, Bd. VI, Heft 2.

<sup>2)</sup> s. L. 1852/53 „Coup d'œil“ S. 116.



zu, das nach PALACIOS' und meinen Beobachtungen sich wohl so gut wie überall mit derselben Konstanz über dem Kontakt mit dem Palaeozoicum einstellt. Östlich von Aranda (b, 1/2) auf dem Wege nach Calcena (b, 1) habe ich nachfolgendes Profil aufgenommen.



Prof. 2.

Kontakt von Silur mit Trias, Aranda-Calcena.

Direkt auf der silurischen Landoberfläche liegt eine einen Meter starke Schicht, die aus völlig kantengerundeten, silurischen Quarzgeröllen besteht, die lose in einer roten tonigen Grundmasse eingebettet sind; darüber legen sich völlig geröllfreie Sandsteine; und dann folgt ein zweiter Geröllhorizont, der Gerölle bis zu  $1\frac{1}{2}$  dm Durchmesser führt und durch ein kieseliges Zement eine Verfestigung erfahren hat.

Dem über den Konglomeraten folgenden Schichtkomplex fehlen stratigraphisch verwertbare Merkmale vollständig; seine petrographische Ausbildung, auf der allein wohl eine Gliederung basieren könnte, ist in den einzelnen Niveaus für die verschiedenen Triasgebiete durchaus nicht konstant, sondern sehr wechselnd. Während nämlich der Buntsandstein im Triaszug von Alhama im oberen Teil der Hauptsache nach aus Sandsteinen besteht, bilden in andern Gebieten wie im Becken von El Frasco (c, 2), im Valdetiñoso (bei Calcena, b, 1) rote Tone den Abschluß des Buntsandsteins.

Eine unseren marinen Einschaltungen (Myophorienbank, Tenuisbank) entsprechende Fossilschicht habe ich im aragonesischen Buntsandstein nicht auffinden können. Der Absatz des oberen Buntsandsteins hat sich wohl wesentlich unter den gleichen Bedingungen vollzogen wie der des unteren und mittleren.

Der Übergang vom Buntsandstein zum Muschelkalk ist meist schon infolge des Farbenwechsels sehr schroff und unvermittelt, um so mehr als auch der Muschelkalk an manchen Stellen sofort mit massigen oder dickbankigen Dolomiten beginnt.

### Versteinerungen

Die Fossilien des Buntsandsteins bestehen fast ausschließlich aus Pflanzenresten. Wo sie auftreten, finden sie sich im oberen und mittleren Teile des Buntsandsteins. F. M. DONAYRE erwähnt zwar in seinem „Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza“<sup>1)</sup> das Vorkommen von „algunos restos de Crinoides indeterminables“ im Triasgebiet von Tabuenca (b, 1), jedoch dürfte das ziemlich sicher auf einem Irrtum beruhen, und die Crinoiden dürften auf die später zu besprechenden kreisrunden stengelartigen Gebilde zurückzuführen sein, die über die Schichtflächen emporragen und so den Anschein von Crinoiden erwecken können. Aus dem kontinentalen Buntsandstein sind keine Crinoiden bekannt.

Die pflanzenführenden Horizonte führen hauptsächlich der Gattung *Equisetites* angehörige Reste, die oft in großer Individuenzahl auf den Schichtflächen der Sandsteine liegen, seltener in Ton oder Mergel eingebettet sich finden. Trotz des im allgemeinen schlechten Erhaltungszustandes hat sich ein Teil dieser Reste bestimmen lassen. Die Bestimmung verdanke ich der Freundlichkeit von Herrn Privatdozent Dr. GOTHAN in Berlin. Sicher wurde allerdings nur eine Form identifiziert, nämlich *Neocalamites Meriani* (BRONGN.) HALLE [= *Schizoneura Meriani* (BRONGN.) SCHIMP.]<sup>2)</sup>, ein Schachtelhalm mit breiten Furchen und feiner Rippung, der in Deutschland bisher nur aus dem Keuper bekannt ist. Die anderen Reste sind z. T. ganz unbestimmbar z. T. mögen sie von *Equisetites* (?) *Mougeoti* herkommen. Eine Unterscheidung solcher Reste von *Equisetites arenaceus* ist nach GOTHAN bei so mangelhafter Erhaltung nicht möglich.

Neben diesen Pflanzenresten sind jene z. T. problematischen Gebilde, die man im deutschen Buntsandstein unter dem Namen Kriechspuren zusammenfaßt, im aragonischen Buntsandstein weit verbreitet. Auf dem Wege von Morés (b, 2) nach Purroy (b, 2) sind die Schichtebenen mit solchen „Kriechspuren“ über und über bedeckt; es scheinen aber diese nicht bloß tierischen Ursprungs zu sein, sondern auch pflanzlichen. So habe ich

<sup>1)</sup> s. L. S. 68.

<sup>2)</sup> Fundort: Becken von El Frasno (c, 2).

dort ein Handstück gesammelt, auf dem Gebilde liegen, deren Form und Skulptur auf Pflanzenstengel verweist.

Unter den festeren Sandsteinbänken sind manche mit eigenartigen Gebilden bedeckt, welche teils horizontal liegend über die Schichtebenen als Wülste hervorragen, teils vertikal stehend dieselben stengelartig durchsetzen. SALOMON erwähnt aus dem Adamellogebiet ein permisches Gestein von ähnlicher Ausbildung unter dem Namen „*pietra simona*“ und vergleicht damit Gesteine, wie sie im Unterdevon von Burg Arras bei Alf a. d. Mosel und im Perm des Odenwaldes bei Langen vorkommen<sup>1)</sup>. Auch bei dem aragonischen Handstück, das ich gesammelt habe, erwecken die „Stengel“, wenn sie vertikal stehen, auf den Schichtflächen den Anschein von fossilen Regentropfen. Auch hier kann man aber auf Bruchflächen, die senkrecht zu den Schichtebenen gehen, leicht erkennen, daß sie die Schichten durchsetzen. Die Deutung so wenig differenzierter Gebilde trägt immer einen etwas problematischen Charakter; immerhin dürfte man nicht fehlgehen, wenn man sie auf Wurmspuren, in diesem Falle also auf Wurmlöcher zurückführt, die sich später wieder mit Sand füllten.

Daß übrigens die klimatischen Bildungsbedingungen des spanischen Buntsandsteins vollständig denen des deutschen entsprechen, geht deutlich daraus hervor, daß sowohl in Spanien wie in Deutschland die Buntsandsteinlandschaft der Tummelplatz jener noch unbekannten Landsaurier war, deren Fährten unter dem Namen *Chirotherium* bekannt sind. In der Anatomie comparée zu Paris sah ich den Gipsabguß einer Sandsteinplatte aus der Trias von Molina de Aragón mit dem Abdruck einer typischen *Chirotherium*fährte. Die plumpe Gestalt der breiten Sohlenfläche, die dicken und kurzen Zehen in der Fünffzahl lassen keinen Zweifel an der Identität des Gebildes mit den *Chirotherien* des deutschen Rotliegenden und Buntsandsteins aufkommen. Das Auftreten derselben Gruppe von Landtieren in den beiden entfernten Buntsandsteinablagerungen legt den Schluß nahe, daß einst der Buntsandstein in gar nicht oder wenig unterbrochener Ausdehnung das westliche Europa erfüllte; er kam auf einem großen Kontinent zur Ablagerung, der, mit den gleichen klimatischen Bedingungen begabt, einen leichten Austausch der Faunenelemente ermöglichte. Für diese Annahme werde ich im folgenden<sup>2)</sup> noch genauere Beweise erbringen.

<sup>1)</sup> Die Adamellogruppe, S. 362, Abh. d. K. K. geol. Reichsanstalt, 21, H. 1.

<sup>2)</sup> Siehe „Allgemeiner Teil“, S. 58.

### Wirkung auf die Landschaft.

Die landschaftlichen Formen des Buntsandsteins lassen trotz vieler Verschiedenheiten doch auch in gewisser Hinsicht Ähnlichkeiten mit deutschen Buntsandsteingebieten erkennen. Allerdings wenn man auf einem Gipfel über dem Valdetiñoso steht und den Blick über das Buntsandsteinmassiv der Tonda und des Moncayo (b, 1) schweifen läßt, so wird man wohl nie Anklänge an eine deutsche Buntsandsteinlandschaft, etwa die des Odenwaldes oder des Schwarzwaldes, herausfinden, da der spanischen Buntsandsteinlandschaft nicht nur der Wald, sondern überhaupt fast jeglicher Baumwuchs fremd ist; aber dennoch sind es die gleichen sanften welligen, breiten Bergrücken, die so ganz im Gegensatz zu dem mit senkrechten Wänden abfallenden Gipfelplateau der oberen Dolomite stehen. Selten, eigentlich nur im Norden und etwas südlich bei Jarque (b, 2), kommt der landschaftliche Charakter des Buntsandsteins rein zur Geltung; nur hier bildet der Buntsandstein höhere Berge, denen die Schutzdecke der oberen Dolomite fehlt.

Einzelne Schichtglieder des Buntsandsteins treten landschaftlich kaum in die Erscheinung mit Ausnahme des Basalkonglomerats. Dieses krönt westlich Aranda (b, 1/2) auf dem Wege nach Calcena (b, 1) die Kämme der Hügel gleich Mauern, welche die Erosion in bastionartige Türme aufgelöst hat. Mit seinen bizarren Formen zeigt es in der vegetationslosen Landschaft weithin die Kontaktlinie an.

### Allgemeiner Teil.

Wenn man das Material des aragonischen Buntsandsteins mit dem des süddeutschen, namentlich des Hauptbuntsandsteins, vergleicht, so fällt sofort auf, daß in Aragón tonige Substanzen und Glimmer weit mehr in den Vordergrund treten, als im süddeutschen Buntsandstein. Das Material hat nicht jene durchgreifende Auslese durch den Wind erfahren; wie sie nach JOH. WALTHER für reine Wüstenbildungen charakteristisch ist. Mehr als im deutschen Buntsandstein mögen wohl mit Perioden völliger Trockenheit Zeiten stärkerer Niederschläge gewechselt und zur Bildung temporärer Sümpfe und Seen Anlaß gegeben haben. An ihren Ufern sproßte dann eine einförmige Schachtelhalmflora. Zum Teil ist diese Flora wohl autochthon; es ist aber auch nicht die Möglichkeit auszuschließen, daß sie aus der Umgebung zusammengeschwemmt wurde, wofür manchmal ihr Vorkommen in der Form von Häcksel spricht.

Was nun die Herkunft des Buntsandsteinmaterials betrifft, so entstammt es jedenfalls den großen krystallinen Massiven,

die den ganzen Nordwesten des heutigen Spanien erfüllen. In den nordwestlichen Provinzen Spaniens, nämlich Asturien und Leon, keilen sich Buntsandstein und Muschelkalk vollständig aus, und der Keuper ruht transgredierend auf dem Grundgebirge. Diese früher jedenfalls viel höher aufragenden Randgebirge waren also die Abtragungsgebiete, deren Material unter Mitwirkung von Flüssen, z. T. aber auch auf äolischem Weg den östlich gelegenen Depressionen zugeführt wurde.

Bei der großen Entfernung der Buntsandsteingebiete Deutschlands und der Pyrenäenhalbinsel muß man über die fast absolute Gleichartigkeit der Sedimentbildung erstaunt sein. Schon das mag darauf hinweisen, daß die großen Kontinentalgebiete nicht getrennt nebeneinander bestanden, sondern daß eine zusammenhängende Decke von Buntsandsteinablagerungen ganz Mittel- und Südwesteuropa überzog. Sicher war ja der Buntsandstein im ganzen NO Frankreichs bis zur Bretagne vorhanden. Auch die isolierten Vorkommnisse im Zentralplateau weisen auf eine allgemeinere Bedeckung hin. Im Süden Frankreichs endlich, in der Provence und bis zum Fuße der Pyrenäen und in den Pyrenäen (s. L. JACQUOT 1888) tritt Buntsandstein in germanischer Facies auf.

Das eine scheint mir aus dieser fast absoluten Gleichförmigkeit der Sedimentation über weite Flächen hervorzugehen: daß bei Kontinentalbildungen die Beschaffenheit der sie umgebenden Abtragungsgebiete und die Natur des Ausgangsmaterials eine geringere Rolle spielen als die klimatischen Faktoren, und daß diese es hauptsächlich sind, welche den Bildungsprozeß des Sedimentes und deshalb auch den Zustand, in dem es zur definitiven Ablagerung kommt, bestimmen.

### 3. Muschelkalk.

Bei der verschiedenartigen Ausbildung des Muschelkalkes stellen sich einer allgemeinen Besprechung der stratigraphischen Verhältnisse gewisse Schwierigkeiten in den Weg. Von einem rein praktischen Gesichtspunkte aus erschien es mir zweckmäßig, die Entwicklung des Muschelkalkes in den westlichen und östlichen Gebieten der Provinz getrennt voneinander zu behandeln.

#### a) Ausbildung des Muschelkalkes in den westlichen Gebieten.

##### Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes im Triaszug von Alhama (a, 2/3) beträgt ungefähr 75—80 m. Dabei ist seine

obere Grenze etwas willkürlich angenommen und lediglich durch das vollständige Zurücktretten festerer Dolomitbänke und das fast alleinige Vorherrschen von Mergeln markiert. Diese Mächtigkeit ist vom Valdelloso (a, 2) im Norden des Jalón bis nach dem südlichsten Punkt meiner Exkursionen Monterde (b, 3) ziemlich konstant. In der südlichen Fortsetzung des Triaszuges sinkt nach DEREIMS die Mächtigkeit bei Cubel (b, 3) bis auf 20—25 m.

Der Muschelkalk von Aranda (b, 1,2) hat fast genau dieselbe Mächtigkeit wie der des Triaszuges von Alhama. Ich habe rund 75 m gemessen.

### Petrographische Beschaffenheit.

Der Muschelkalk ist in diesen Gebieten hauptsächlich durch zwei Gesteinstypen gut charakterisiert, 1. durch Dolomite, die ich ihrer stratigraphischen Stellung nach als Basisdolomite bezeichnen möchte, und 2. durch PALACIOS'<sup>1)</sup> sog. Fucoidendolomite, die ich Wulstdolomite nennen will. Die Basisdolomite sind sehr reine gelbe oder schwach rötlich gefärbte Dolomite, die in mächtigen Bänken auftreten. Ursprünglich haben sie wohl einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Kieselsäure besessen, der zur Bildung von bis faustgroßen Karneolkonkretionen Anlaß gegeben hat. Zerschlägt man eine solche Karneollinse, so zeigt sie einen deutlich konzentrischen Aufbau. Auf der Bruchfläche beobachtet man, daß der Knollen oft nicht ein Wachstumszentrum, sondern deren mehrere besitzt; es äußert sich das in Streifensystemen, die manchmal wie die Kraftlinien eines Magnetfeldes von zwei Polen ausstrahlen. Diese Streifensysteme erinnern an organische Bildungen, mit denen sie sicher nichts zu tun haben. Sie sind durch einen regelmäßigen Wechsel heller und dunkler konzentrischer Zonen bedingt; und ihnen folgt bei stärkerer atmosphärischer Einwirkung auch die schalige Absonderung. Herr W. SPITZ hatte die Freundlichkeit, mir Hornsteine aus dem mittleren deutschen Muschelkalk zu zeigen, die ebendieselbe Streifung zeigen wie die spanischen.

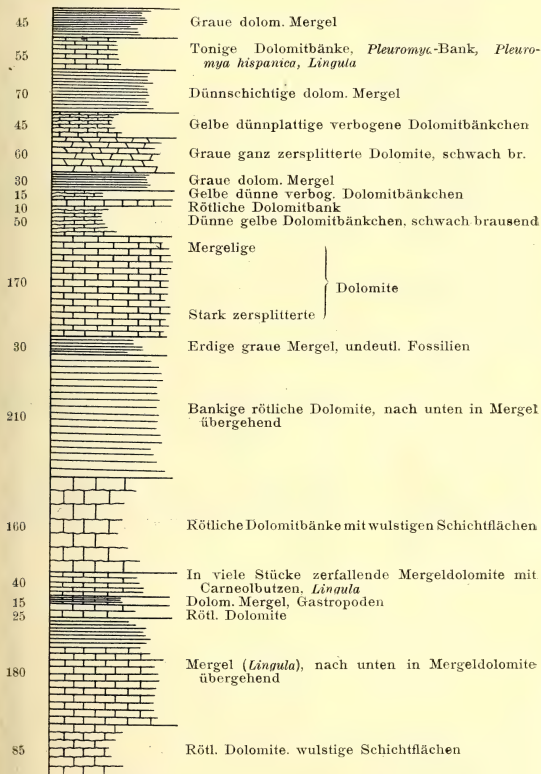
Eine ganz eigentümliche Bildung stellen die Wulstdolomite (PALACIOS' sog. Fucoidendolomite) dar. Die Schichtflächen dieser gelben tonigen Dolomite sind mit einer Unzahl wulstartiger Gebilde bedeckt, die bald an *Rhizocorallium commune* SCHMID erinnern, bald ganz unregelmäßige Formen annehmen. Mit Fucoiden haben diese Wülste nichts zu tun.

<sup>1)</sup> PALACIOS spricht von *Fucoides*.



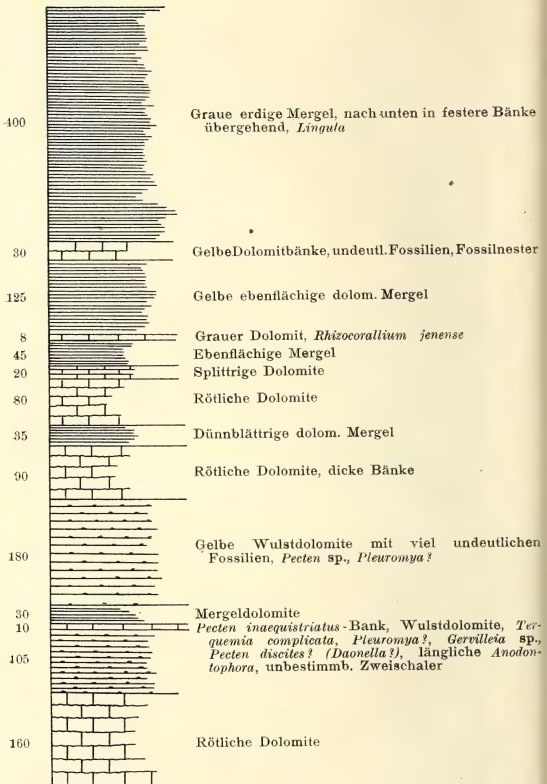
Als verbindende Zwischenglieder treten außerdem dünn-schichtige, graue, dolomitische Mergel auf, die sich namentlich in den höheren Horizonten des Muschelkalkes mit zunehmender Häufigkeit einstellen (siehe Prof. 3).

Im Muschelkalk von Aranda (b, 1/2) treten die Wulst-dolomite etwas zurück. Verhältnismäßig mehr vertikale Ver-



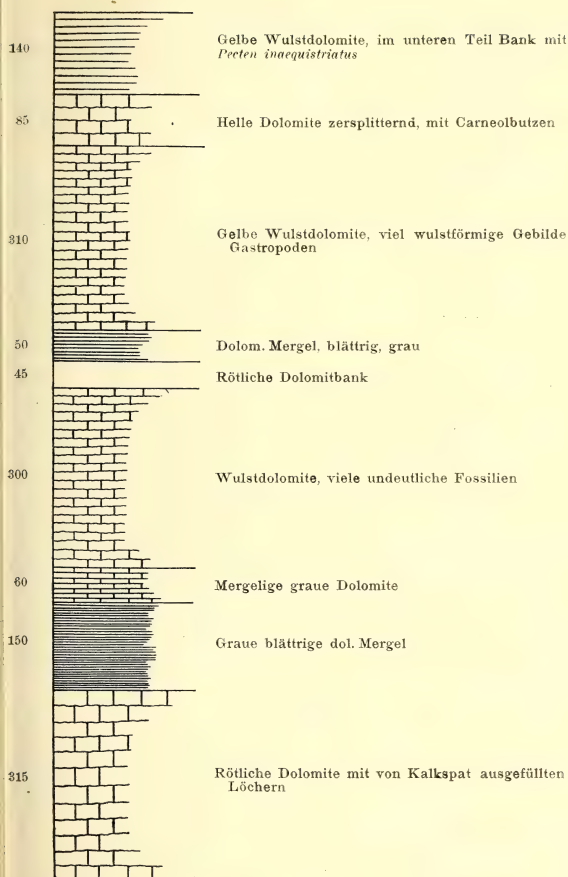
Prof. 3a (obere Fortsetzung von b).

Muschelkalkprofil an der Boquete de Tranquera.

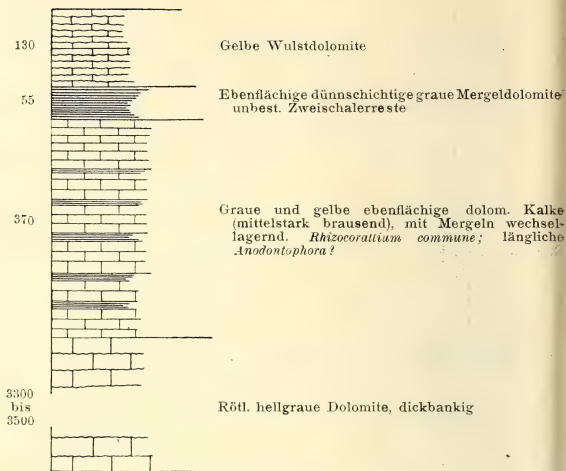


Prof. 3b (obere Fortsetzung von c).  
Muschelkalkprofil an der Boquete de Tranquera.

breitung besitzt dort der rötliche, hochkrystalline Dolomit, der vollständig fossilieer ist. Interesse verdient das unmittelbar unter den Keupermergeln beobachtete Auftreten von Zellenkalken, die lebhaft an die Rauchwacken des mittleren deutschen Muschelkalkes erinnern. Wie es beim Zellenkalk die Regel ist,



Prof. 3c (obere Fortsetzung von d).  
 Muschelkalkprofil an der Boquete de Tranquera.



Prof. 3d.

Muschelkalkprofil an der Boquete de Tranquera.

bestehen die Zellwände aus krystallinem Kalk und sind mit eisenschüssigem Belag überzogen, dem letzten unlöslichen Residuum des Zellkerns. PHILIPPI<sup>1)</sup>, AHLBURG<sup>2)</sup>, BECKENKAMP<sup>3)</sup> und SALOMON<sup>4)</sup> gehen näher auf die Entstehungsgeschichte der Zellenkalke ein. Von Bedeutung ist die stratigraphische Stellung der Zellenkalke bei Aranda direkt unter den gipsführenden Keupermergeln.

#### Gliederung.

Die Gliederung des Muschelkalkes tritt in den westlichen Gebieten überall, wo ich ihn auf meinen Exkursionen angetroffen habe, klar zutage. Über einer etwa 30 m mächtigen Basis von hellen fossilleeren Dolomiten, den Basisdolomiten, folgt ein Wechsel von gelben fossilführenden Wulstdolomiten mit eben diesen Basisdolomiten.

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1895, S. 686 u. 687.

<sup>2)</sup> Abhandl. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. N. F., H. 50, S. 38f.

<sup>3)</sup> Über die Bildung der Zellenkalke. Sitzungsber. d. Phys.-Med. Gesellschaft zu Würzburg, 1907, S. 22; und FISCHER, H., Beitr. zur Kenntnis der unterfränk. Triasgesteine, S. 23. Geogn. Jahreshefte 1908.

<sup>4)</sup> Abhandl. d. K. k. geol. Reichsanst., Bd. 21, H. 1, S. 381.

Vielleicht tut man gut, noch einen oberen, mergelig entwickelten Teil davon abzutrennen. Eine weitere Gliederung etwa auf paläontologischer Basis durchzuführen, erscheint nicht zweckmäßig, da die Fossilien vielfach nicht wie in unserm Muschelkalk auf gewisse Bänke beschränkt sind, sondern sich ziemlich gleichmäßig über den ganzen Gebirgskomplex verteilen (siehe Profil 3).

Wie im Triaszug von Alhama, beginnt auch der Triaszug von Aranda (b, 1/2) mit Basisdolomiten, deren Mächtigkeit hier nur 18—20 m beträgt. An scharf charakterisierten Horizonten ist der ganze Komplex sehr arm. Im unteren Teil liegen Wulstdolomite mit schlecht erhaltenen Fossilien. Ein höheres Niveau nimmt ein graublauer Dolomit mit *Lingulare*resten ein. Den Abschluß nach oben bildet der vorhererwähnte Zellenkalk.

#### Versteinerungen.

Die Fauna, die sich namentlich in den Wulstdolomiten vorfindet, zeigt leider einen wenig günstigen Erhaltungszustand, während sie in den Basisdolomiten, die eine weitgehende Umkrystallisierung erfahren haben, durch diesen Prozeß vollständig zerstört sind. Auch finden sich die Fossilien fast nie im Innern der Gesteinsbänke, sondern sie sind auf die Oberfläche der Schichten beschränkt und dort z. T. herausgewittert, freilich aber auch oft stark abgerieben.

Die Fauna selbst macht einen höchst kümmerlichen Eindruck. Eine freie kraftvolle Entwicklung haben die anscheinend nicht besonders günstigen Lebensbedingungen nicht aufkommen lassen. Die wenigen Arten sind nur durch kleine Formen vertreten, die in mancher Beziehung an die Fauna in unserem unteren Muschelkalk erinnern. Und doch ist diese kleine Fauna von Interesse, insofern sie nämlich eine ganz ungeahnte Ähnlichkeit mit der deutschen Binnenmeerfauna aufweist. Ja, ich habe hier nur Formen getroffen, die sich mit deutschen Arten identifizieren lassen oder ihnen doch sehr nahe stehen. So habe ich im mittleren Teil des Schichtkomplexes gesammelt: *Pecten inaequistriatus* GOLDF. in mehreren Exemplaren, *Terquemia complicata* GOLDF. sp., *Schafhäutlia Schmidii* GEIN. sp., *Gervilleia* sp., *Myacites* sp.; Gastropoden; Stacheln von *Cidaris*, die das Vorkommen von Echinodermen in jenen Gewässern beweisen; eine *Daonella* (?) mit einfacher Berippung. In den oberen Horizonten hauptsächlich tritt, in zahllosen Exemplaren die Schichtebenen bedeckend, *Pleuromya hispanica* sp. nov.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Unter allen Arten steht an Individuen- und Fundort-Zahl und vertikaler Verbreitung *Pleuromya hispanica* im Vordergrund. Sie war

auf, seltener *Myoconcha Goldfussi* DUNK. sp. var. *hispanica* var. nov.

Bei der Nähe der Schichten von Mora de Ebro, die sehr an die alpine Facies erinnern, muß es Befremden erregen, daß sich kein einziges sicher alpines Faunenelement unter den hier vorkommenden Arten befindet. Dies macht es entweder wahrscheinlich, daß die Kommunikation mit dem offenen Ozean zum mindesten erschwert war, oder daß die ozeanischen Formen in diesen litoralen Gewässern keinen festen Fuß fassen konnten oder, endlich, daß die Fauna von Mora ein abweichendes Alter hat.

Ein gewisses Interesse beansprucht das Vorkommen von *Rhizocorallium jenense* ZENK., das ja i. a. als charakteristisch für Flachsee- und Litoralbildungen angesehen wird. Es liegt nicht in der gewöhnlichen Form als Steinkern vor, wie es sich auf der Unterseite der Bänke in Deutschland zu finden pflegt, sondern als Hohl- druck auf der oberen Schichtfläche von hartem Dolomit, über dem dann ebenflächige Mergel folgen. Es findet sich nur auf einer Bank in schöner Erhaltung; aber diese ist ganz damit bedeckt.

Auch das häufige Vorkommen von *Lingulare*sten in den mittleren und oberen Horizonten spricht für seichteres Wasser.

An dieser Stelle muß ich noch auf eine merkwürdige Erscheinung eingehen, die die Art des Vorkommens der Fossilien betrifft. In gewissen Bänken des mittleren Muschelkalkes findet man die Fossilien nicht in der gewöhnlichen Weise über die Schichtoberfläche verteilt, sondern in nestartigen Anhäufungen konzentriert. Diese Nester sind in der Regel etwas grubig vertieft und von einem fast kreisrunden niedrigen Randsaum umgeben. Der Boden der Nester zeigt sich aus weicherem, mergeligem Material zusammengesetzt als das umgebende Gestein und trägt eine eigentümliche mit kleinen Grübchen besetzte Oberfläche (siehe Taf. VII, Fig. 13). Leider ist der Erhaltungszustand der Fossilien, die in den Nestern sitzen, zu einer ganz sicheren Bestimmung nicht geeignet. Wahrscheinlich gehören sie der Gattung *Pleuromya* an. Die Entstehung dieser Gebilde dürfte sich wohl auf Ausstrudelungserscheinungen zurückführen lassen. Durch die Bewegung des Meeres bildeten sich im Schlamm flache Hohlformen; in diese wurden die Schalen der Muscheln eingeschwemmt.

---

jedenfalls einer der wenigen Lamellibranchiaten, die, an das Leben in diesen ganz seichten Küstenzonen angepaßt, dort zu reicher Entwicklung kamen. Die meisten übrigen Arten finden sich mehr oder weniger vereinzelt.



Die Ausbeute, die der Muschelkalk von Aranda (b, 1/2) an Fossilien liefert, ist sehr gering und beschränkt sich hauptsächlich auf die Wulstdolomite. Relativ häufig sind Stacheln von *Cidaris* sp.; sie finden sich in eine Unzahl Stücke zerbrochen. Auf Echinodermen-Reste (Ophiuren-Reste) beziehe ich auch kleine Täfelchen, die, in Häufchen zusammengeschwemmt, als kleine Erhebungen über die Schichtflächen hervortreten. Das Skelett war jedenfalls von zu zartem Bau, als daß es sich in diesen unruhigen Meeresteilen als Ganzes hätte erhalten können. Die übrigen Fossilien (Zweischaler und Gastropoden), die ich in diesen Mergeldolomiten gesammelt habe, lassen keine Bestimmung zu.

Die früher erwähnten blaugrauen, schwach tonigen Dolomite enthalten in den oberen Bänken Schalentrümmer einer *Lingula*, die sich namentlich auf den Schichtoberflächen anreichern. Butzenförmig verteilt finden sich in eben diesen Dolomiten *Bactryllien*; in den festen, sehr wenig tonigen Dolomiten muß ihr Vorkommen etwas überraschen. Sie bilden übrigens einen erneuten Beweis des litoralen Charakters der Ablagerungen.

Einen so dürftigen Eindruck die Fauna macht, so gibt sie uns doch einen ziemlich sicheren Aufschluß über das Alter dieses Dolomitkomplexes, dessen stratigraphische Stellung zwischen Buntsandstein und Gipsmergeln die Zugehörigkeit zum Muschelkalk noch nicht mit aller Gewißheit rechtfertigen würde. Da eine Gliederung nur in beschränktem Maße durchführbar ist, so ist eine genauere Parallelisierung mit einzelnen Stufen des deutschen Muschelkalkes durchaus zwecklos.

#### Die Verbreitung

dieser Muschelkalkfacies liegt in den südwestlichen Triasbezirken und umfaßt vor allem den Triaszug von Alhama (a 2, b 3), der von den Grenzen Soria im Norden beginnend mit NW—SO Streichen sich fast bis zu den Grenzen Teruels verfolgen läßt. Außerdem gehören dieser Ausbildung des Muschelkalkes noch eine größere und eine kleinere Triasinsel, die von Aranda (b 1/2) und wahrscheinlich auch die von Torrijo (a, 2) an. Letztere habe ich nicht persönlich besucht; ich kann mich hier nur auf die Darstellung von PALACIOS stützen. Allen diesen Triaszügen kommt neben einer grossen Längenerstreckung eine sehr geringe Breite zu.

#### Wirkung auf die Landschaft.

Als ein fast geradlinig verlaufender Bergkamm, auf dessen sterilem Felsboden nur ganz anspruchslose Mediterranpflanzen,

hauptsächlich Thymian, ihr Fortkommen fristen, tritt der Muschelkalkzug von Alhama landschaftlich stark in die Erscheinung. Überblickt man von einem hochgelegenen Punkte in der Nähe Monterdes (b, 3) den scharfen Kamm, der von den mäßig aufgerichteten Schichtköpfen gebildet wird, so sieht man ihn durch enge, fast senkrecht eingeschnittene Quertäler, sog. Boquéras mehrmals unterbrochen, ganz im Norden durch den Durchbruch des Jalón bei Alhama (a, 2/3), weiter südlich durch den Rio Mesa (b, 3) oder die Boquete de Tranquera, dann den Durchbruch des Rio Piedra unterhalb Nuévalos (b, 3) und schließlich durch die enge tiefe Klamm des Rio Ortiz bei Monterde (b, 3).

Der Kontrast der weichen leichter verwitterbaren Wulst-dolomite mit den klotzigen mächtigen Dolomitbänken ist bei Alhama und am Rio Mesa noch wenig ausgeprägt, kommt aber bei Monterde landschaftlich stark zur Geltung. Die dicken Dolomitbänke treten im Gelände wie Mauern hervor und sind so in die Augen fallend, daß sie im Volke unter dem Namen „esbarizos“ bekannt sind. Auch in den Gassen von Monterde kommen sie an einigen Stellen zum Vorschein und machen diese dann für Reittiere fast unpassierbar.

#### **b) Muschelkalkentwicklung in den östlichen Gebieten.**

Der Muschelkalk in den östlichen Triasgebieten nimmt sowohl faunistisch wie lithologisch eine etwas gesonderte Stellung ein und läßt nur wenig Anklänge an die westlichen Muschelkalkgebiete erkennen. Deshalb soll er auch eine getrennte Besprechung finden.

##### **Mächtigkeit.**

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes ist in diesen Triasgebieten mehr als in den westlichen großen Schwankungen unterworfen. Während sie bei Morés (b, 2) rund 80 m beträgt, schwindet sie an der Venta de los Palacios bei Morata (c, 2) auf wenige Meter zusammen. In dem Triasgebiet von Tabuena (b, 1) und westlich von Calcena (b, 1) im Valdeñoso folgen über dem Buntsandstein rote oder graue Mergel, eine intermediäre Dolomitzone fehlt. Der Muschelkalk ist hier nicht als marine Facies entwickelt. Diese kolossalen Mächtigkeitsänderungen sind höchst auffälliger Natur. Der Muschelkalk keilt von Südwesten nach Nordosten immer mehr aus und verschwindet zuletzt ganz, wenigstens als marine Dolomitbildung. Ich kann mir diese Mächtigkeitschwankung nur durch die Annäherung an eine Küste erklären. Das wird namentlich auch noch durch

das vollständige Fehlen des Muschelkalkes im Nordosten auf dem Hochplateau von Tabuena und westlich von Calcena (b, 1) wahrscheinlich gemacht. Die roten sandigen Tone, die hier an Stelle des marinen Muschelkalkes treten, sind eine Uferfacies des Muschelkalkmeeres und homolog den Bildungen in Deutsch-Lothringen, wo der mittlere Muschelkalk in Gestalt roter Mergel ausgebildet ist. Das Fehlen der marinen Facies möchte ich in diesem Falle also nicht als einen Hiatus in der Sedimentation auffassen; es scheint vielmehr durch das mächtige Anschwellen des Buntsandsteins ziemlich sicher, daß die Äquivalente des ganzen Muschelkalks in der Facies des Buntsandsteins, z. T. vielleicht auch in der des Keupers zu suchen sind. Danach ist es nie zu einer Überflutung dieser Gegenden gekommen, die kontinentale Periode des Buntsandsteins dauerte hier ungestört fort. Ein vollständiges Analogon hierzu liefert uns auch die Trias im nordwestlichen Frankreich und England, die ja auch marine Schichten, unserem Muschelkalk vergleichbar, vermissen läßt.

#### Petrographische Ausbildung.

Wie in den westlichen Triasgebieten, so herrschen auch in den östlichen dolomitische Gesteine vor. Wenn man das vollständige Profil durch den Muschelkalkzug Bréa-Morés-Saviñán (b, 2) der Gesteinsbeschreibung zugrunde legt, so trifft man in der ganzen Schichtserie nicht eine Bank, die bei der Salzsäureprobe ein starkes Aufbrausen erkennen läßt. Die fossilführenden Schichten des unteren Muschelkalks sind graue, etwas tonige Dolomite. Sie sind durch einen Gehalt an Muscovit ausgezeichnet. Diese Glimmerführung weist auf eine mehr detritogene Entstehungsweise des Gesteins hin. Dieses ist vielfach zerklüftet und zeigt im Bruch kleine mit Limonit ausgekleidete Löcher, die infolge Auslaugung der Fossilien entstanden sind. Die grauen Dolomite verwittern zu einem roten spätigen Gestein, das mit Salzsäure lebhaft braust, also einen reichlichen Gehalt an Kalkkarbonat führt, den es merkwürdigerweise erst sekundär erworben hat. Die Klüfte sind mit Kalkspatadern ausgefüllt, die Fossilien vielfach in Kalkspatbutzen umgewandelt.

Den mittleren Muschelkalk bilden bei Morés (b, 2) Gipsmergel von genau derselben Beschaffenheit wie man sie auch im Keuper antrifft. Um Wiederholungen zu vermeiden, will ich deren petrographische Schilderung erst bei der Besprechung des Keupers geben.

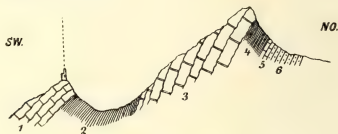
Der obere Muschelkalk setzt sich aus z. T. klotzigen, z. T. gebankten grauen oder gelben Dolomiten zusammen.

Mergeldolomite und dolomitische Mergel, meist von graugelblicher Farbe, stellen sich sowohl im unteren wie im oberen Muschelkalk, namentlich bei der Annäherung an die beiden Gipshorizonte, des mittleren Muschelkalks, beziehungsweise des Keupers ein.

#### Gliederung.

Das Muschelkalkprofil des Beckens von El Frasno (c, 2) erinnert durch seine Dreiteilung einigermaßen an den deutschen Muschelkalk (siehe Profil 4). Es zerfällt 1. in einen unteren, etwa 10m mächtigen Dolomitkomplex, der durch eine kleine Fauna,

Castillo v. Morés



Prof. 4.

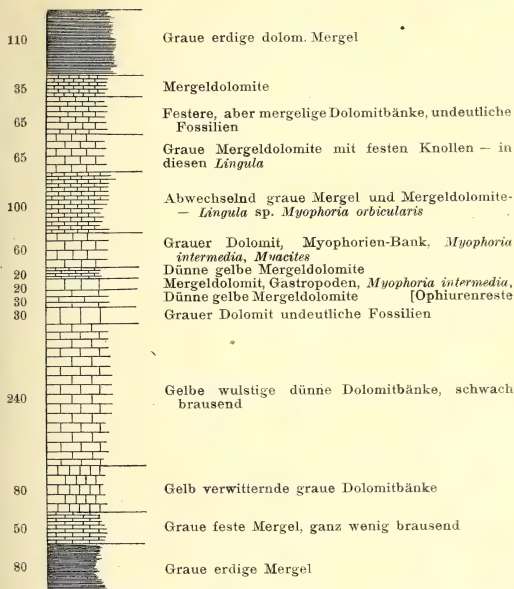
Schematisches Profil durch die Trias bei Morés. 4

1. Carñiolas. 2. Gipsmergel. 3. Ob. Muschelkalk. 4. Gipsmergel.  
5. Unterer Muschelkalk. 6. Buntsandstein.

namentlich durch das massenhafte Auftreten von Myophorien gut gekennzeichnet ist. 2. in einen mittleren, etwa 20—30 m mächtigen Gipsmergelhorizont. 3. in einen etwa 40 m mächtigen oberen Dolomitkomplex, der in seinem hangenden Teil eine aus ziemlich indifferenten Formen bestehende Fauna einschließt. Diese Gliederung trifft nur auf den Triaszug von Morés (b, 2) zu. In dem östlich gelegenen Triasgebiet von Morata (c, 2) habe ich die oberen Dolomite nicht nachweisen können. Was hier an Muschelkalk vorhanden ist, das entspricht sowohl petrographisch wie faunistisch vollständig dem unteren Muschelkalk des Beckens von El Frasno (c, 2) und zwar hauptsächlich den Myophorienschichten. Die Triasgebiete von El Frasno (c, 2) und Morata (c, 2) sind einige der wenigen Punkte, in denen sich wenigstens für einen Teil des Muschelkalkes eine Parallelisierung auch auf größere Entfernung durchführen läßt.

#### Versteinerungen.

Die Fauna des Muschelkalkes dieser Gebiete zeigt kaum irgendwelche Anklänge an die der westlichen Triasgebiete. Namentlich findet man im unteren Muschelkalk eine ganz selbständige faunistische Entwicklung vor (siehe Profil 5).



Prof. 5.

## Muschelkalkprofil Savinán — El Frasno.

Die Fauna besteht fast ganz und gar aus Species, die sich auch im deutschen Muschelkalk finden. Nach dem Vorherrschen einer Myophorienart könnte man diese Facies des unteren Muschelkalkes kurz als die Myophorienfacies bezeichnen. Und zwar ist es *Myophoria intermedia* v. SCHAUR., die manchmal geradezu gesteinsbildend auftritt. An einem Punkte im Becken von El Frasno fand ich mit ihr vergesellschaftet, jedoch an Häufigkeit weit zurücktretend eine *Gervilleia*, die ich mit *Gervilleia subcostata* GOLDF. var. *falcata* ZELLER identifiziere. Das sind so die beiden Haupttypen der recht dürftigen Fauna. Vereinzelt finden sich in den eigentlichen Myophorienbänken Exemplare von *Nucula Goldfussi* v. ALB. in jener Pygmäenform, wie sie FRECH aus dem ungarischen Muschelkalk beschrieben hat, ferner rechte flache anscheinend glatte Klappen einer *Gervilleia*, die

ich zu *Gervilleia* cf. *Goldfußi* v. STROMB. sp. stelle. Einzelne Bänke des unteren Muschelkalkes an der Straße Savinán—El Frasno (b/c, 2) sind ganz durchschwärmt von kleinen Gastropoden wohl der Hauptsache nach zu *Omphaloptycha* gehörig. Eine solche Bank ist es auch, auf der merkwürdige, nur mit der Lupe gut erkennbare Täfelchen und Plättchen zerstreut liegen. Sie treten in zwei verschiedenen Formen auf und sind Reste von Ophiuren, nämlich Skeletteile des Armgerüsts, Wirbel und Seitenplättchen. Leider nur in einem Exemplar habe ich eine *Myophoria* gesammelt, die mit unserer *Myophoria orbicularis* BRONN identisch ist. Die Gattung *Lingula* ist in den dolomitischen Mergeln direkt über dem Buntsandstein ziemlich häufig, gewöhnlich erlaubt die Erhaltung keine spezifische Bestimmung. Ein besser erhaltenes Exemplar einer *Lingula* aus einem etwas höheren Horizont konnte ich mit keiner Art aus dem deutschen Muschelkalk identifizieren. In der Form steht diese *Lingula* zwischen *Lingula tenuissima* und *Lingula Zenkeri* (siehe S. 123). Der Vollständigkeit halber erwähne ich noch das Vorkommen von *Anodontophora* cf. *canalensis* CAT. sp.

Das eben erwähnte Fossilmaterial stammt von zwei Örtlichkeiten, aus dem Becken von El Frasno (c, 2; 3 Fundstellen) und von der Venta de los Palacios (bei Morata, c, 2).

Die Fauna selbst ist wenig geeignet, einen Aufschluß über die genauere Altersstufe zu geben. *Myophoria intermedia* hat nach v. LINSTOW ihre Hauptverbreitung in Deutschland im Trigonodusdolomit und im Kohlenkeuper bis zum Grenzdolomit. PHILIPPI und RÜBENSTRUNK haben Zweifel an der selbständigen Stellung dieser Form geäußert. PHILIPPI möchte sie nur als Varietät von *Myophoria vulgaris* gelten lassen. Nach RÜBENSTRUNK findet sich *Myophoria intermedia* schon im unteren Muschelkalk. Es ist übrigens durchaus nicht ausgemacht, ob sich die Entwicklung der Myophorien vom *Vulgaris*-Typus in der gleichen Weise und mit der gleichen Geschwindigkeit in den beiden ziemlich weit voneinander entfernten Meeresteilen vollzog, und es ist möglich, daß eine in dem einen Meeresteile frühzeitig vertretene Form erst spät in den andern Meeresteil hinüberwanderte. Aus eben diesem Grund halte ich mich nicht für berechtigt, die in Spanien durch das Auftreten der *Myophoria orbicularis* ausgezeichneten Schichten scharf mit den entsprechenden deutschen Bildungen zu parallelisieren. Wer sich dazu für berechtigt hält, wird daraus natürlich den Schluß ziehen, daß die marine Transgression in Spanien später stattfand als in Deutschland. Das ist an sich gewiß nicht unmöglich und auch nicht unwahrscheinlich; aber bewiesen scheint es mir erst dann



zu sein, wenn reicheres paläontologisches Material den Schluß bestätigt.

*Gervilleia subcostata* soll nach ZELLER<sup>1)</sup> im Gegensatz zu der ihr nahe verwandten *Gervilleia substriata* das brakische Wasser bevorzugen. Ihr Vorkommen in den spanischen Triasdolomiten würde, wenn das richtig ist, einen Schluß auf den litoralen Charakter dieser erlauben.

Der obere Muschelkalk schließt in seinem hangenden Teil (vergl. Prof. 14, S. 165) an der Straße Morés Bréa (b 2) eine kleine Fauna ein, die allerdings, wie bereits erwähnt, sich aus ziemlich indifferenten Formen zusammensetzt. Leider nur in einem einzigen Exemplar habe ich eine kleine *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. var. *crassa* (var. nov.) gesammelt, die sicher zum Vulgaris-Typus gehört, die ich aber mit der echten *Myophoria intermedia* nicht identifizieren möchte.

An anderen Fossilien erwähne ich: *Myacites mactroides* v. SCHLOTH., *Cidaris*-Stacheln, einen Zweischaler, der an *Schaphäutlia* erinnert; unbestimmbare Myaciten, Gastropoden, einen unbestimmbaren *Pecten*, letzterer aus dem oberen Muschelkalk oberhalb Morés.

#### Verbreitung.

Die östliche Entwicklung des Muschelkalks umfaßt das Becken von El Frasno (c, 2), die Umgebung von Morés (b, 2), Bréa (b, 2), Illueca (b, 2), Mesones (b, 2) und die Venta de los Palacios. Östlich Calcena (b, 1) und im Triasgebiet von Tabuena (b, 1) fehlt, wie schon erwähnt, so gut wie ganz ein dolomitischer Schichtkomplex zwischen Buntsandstein und Keuper.

#### Landschaftlich

tritt der untere Muschelkalk bei Morés nie auffällig in die Erscheinung, im Gegenteil, es bedarf oft genauer Beobachtung, um diese schmale Dolomitzone im Gelände nicht zu übersehen.

Der obere Muschelkalk bildet bei Morés mit seinen steil aufragenden Schichtköpfen einen schmalen Kamm, der zwischen Morés (b, 2) und Saviñán (b, 2) das Becken von El Frasno gegen das Jalóntal abschließt.

#### Allgemeine Ergebnisse der Untersuchung des aragonischen Muschelkalkes.

Von einigen spanischen Autoren wie DE CORTAZAR,<sup>2)</sup> wird dem Muschelkalk keine selbständige Stellung in der Haupt-

<sup>1)</sup> Neues Jahrb. f. Min., Beilageb. 25, 1908, S. 75.

<sup>2)</sup> Mem. Com. Map. geol. España. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia 1882, S. 161.

einteilung der triadischen Sedimente eingeräumt. DE CORTAZAR unterscheidet nur einen unteren Teil, den er „tramo inferior ó conchífero“ und einen oberen, den er „tramo superior ó salífero“ nennt. Der untere soll Buntsandstein und Muschelkalk umfassen, der obere entspricht unserem Keuper. DE CORTAZAR folgt hierin, wie er selbst hervorhebt, nur dem Vorbild d'ORBIGNYS; eine natürliche Berechtigung dieser Einteilung ließe sich aber gerade in Zentralspanien auch auf die immerhin untergeordnete Bedeutung des Muschelkalkes gegenüber dem Buntsandstein und dem Keuper gründen. Legt man aber das Hauptgewicht auf die Entstehungsbedingungen, so kann man die deutsche Dreiteilung wenigstens in der Provinz Zaragoza als Normaltypus füglich beibehalten, muß aber noch außerdem eine vierte Stufe, die Carniolas, unterscheiden.

Wenn man das Auftreten des Muschelkalkes in Aragón in seiner Gesamtheit betrachtet, so ist man überrascht von der Mannigfaltigkeit seiner Ausbildungsformen. Eine einheitliche stratigraphische Entwicklung, wie wir sie in unserm deutschen Muschelkalk zu treffen gewohnt sind, jener konstante Charakter der Sedimentation auf weite Erstreckungen hin, der es ermöglicht eine einzelne gut definierte Bank oft über einen großen Teil Deutschlands hin zu verfolgen, das sind Merkmale, die dem aragonischen Muschelkalk fast vollständig abgehen. Hier stößt bereits die Parallelisierung einzelner Bänke auf wenige hundert Meter Entfernung auf nicht geringe Schwierigkeiten. All dies läßt darauf schließen, daß die Ablagerungsbedingungen sehr ungleichmäßig und wechselnd waren und vielfach durch fremdartige Einflüsse gestört wurden, die nur durch den litoralen Charakter dieser Gewässer einigermaßen verständlich werden. Die Inkonstanz und die Lückenhaftigkeit der Sedimentation findet ihren beredtesten Ausdruck in den oft kolossalen Mächtigkeitsschwankungen. Diese können soweit gehen, daß der Muschelkalk rein petrographisch betrachtet stellenweise ganz verschwindet. Dies trifft nicht nur für den Muschelkalk in der Provinz Zaragoza zu, sondern in gleicher Weise auch, wie die Untersuchungen DEREIMS' gezeigt haben, für den Süden Aragóns, ja überhaupt für ganz Centralspanien. So ist in der Provinz Cuenca der Muschelkalk erstaunlichen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Ich werde am besten DE CORTAZAR selbst sprechen lassen (s. L. 1875, S. 113). „Mientras que en Valdemoro las capas sólo tiennen de diez à doce centímetros, en Boniches son bancos de más de un metro de grueso, y en Cañete y Henarejos se elevan en altas escarpas de más de cincuenta metros de altura.“ („Wäh-

rend die Schichten in Valdemoro nur 10—12 cm mächtig sind, sind sie in Boniches mehr als 1 m mächtig, und in Cañete und Henarejos erheben sie sich in hohen Kämmen von mehr als 50 m Höhe.“) Angaben über ähnliche Mächtigkeitsunterschiede findet man in der Beschreibung der Provinz Soria von PALACIOS (s. L. 1890, S. 168). Wo sich nun in der triadischen Schichtenfolge eine marine Entwicklung des Muschelkalks überhaupt nicht beobachten läßt, da kann man die Annahme nicht umgehen, daß Bildungen, die sich ihrer petrographischen Beschaffenheit nach nicht vom Buntsandstein oder Keuper trennen lassen, rein zeitlich als Äquivalente, als eine abweichende Facies des Muschelkalks anzusprechen sind. Dieser Anschauung gibt auch DEREIMS (s. L. 1898, S. 73) Ausdruck mit den Worten: „Les conditions de sédimentation n'étaient pas uniformes, et pendant qu'en certains points se déposaient les calcaires de Muschelkalk, dans d'autres les grès continuaient à se former ou bien le régime des dépôts lagunaires avait déjà commencé.“

Nicht in allen Fällen vermag diese Anschauungsweise eine befriedigende Erklärung für den sich auf kurze Strecken hin vollziehenden Mächtigkeitswechsel zu geben.\* Wenn wie z. B. in dem Triaszug von Alhama der Muschelkalk bei Monterde (b, 3) noch rund 80 m, ungefähr 14 km südlich bei Cubel (b, 3) nach DEREIMS (s. L. 1898, S. 75) aber nur mehr 20—25 m mächtig ist, so kann dieser Ausfall wohl auch in einer Unterbrechung der Sedimentation begründet sein. Damit darf man allerdings durchaus nicht die Vorstellung einer Trockenlegung und Wiederüberflutung verbinden. Denn dafür fehlen ja jegliche Anzeichen. Ich möchte hier vielmehr Anschauungen Raum geben, wie sie schon vereinzelt früher in der Geologie auftauchten, namentlich aber in neuerer Zeit von ANDRÉE in seiner Arbeit „Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie“<sup>1)</sup> zusammengestellt und näher präzisiert worden sind. Der genannte Forscher macht gerade für beschränkte Lücken in der Sedimentation die Meeresströmungen verantwortlich; deren Wirkung könne sich nach ihm in einer Verhinderung des Sedimentabsatzes, ja sogar in einer Erosion des noch weichen Meeresgrundes äußern. Die hauptsächlichsten Voraussetzungen dazu waren ja in Zentral-Spanien gegeben: Küstennähe und ein seichtes Meer, in dem einige Inseln zerstreut lagen. Für solche küstennahe Meeresteile kommen

<sup>1)</sup> Neues Jahrb. f. Min. Beilage Bd. 25, 1908, S. 366—421.

nun als Faktoren, welche den Absatz des Gesteinsmaterials verhindern, weniger die eigentlichen Meeresströmungen in Betracht, als vielmehr die Gezeitenströme und Ausgleichströmungen. Und ihrem Einfluß möchte ich z. T. wenigstens die überraschenden Mächtigkeitsunterschiede zuschreiben, welche für die Muschelkalkbildungen Zentral-Spaniens geradezu charakteristisch sind.

Die Entwicklung des Muschelkalkes in Aragón entspricht vollständig der kontinentalen Facies. Namentlich findet das seinen Ausdruck in der Fauna. Wenn schon die Fauna des deutschen Muschelkalkes durch ihre Artenarmut auf ein sehr seichtes schlammiges Meer hinweist, so finden wir im aragonischen Muschelkalk eine Fauna, deren noch größere Dürftigkeit litorale Gewässer voraussetzt. Die Ausbildung des Muschelkalkes in Aragón ist ganz allgemein typisch für die zentralen Provinzen Spaniens. LUCCAS MALLADA beschreibt in seiner „Sinopsis de los especies fósiles, que se han encontrado en España. Sistemà triásico“ (L. 1880) im ganzen 30 Species und fügt die Bemerkung hinzu: „Los fósiles escasean extraordinariamente por todas partes y no suelen ser de fácil determinacion los moldes que los representan.“ („Die Fossilien sind überall höchst selten und pflegen nicht leicht bestimmbar zu sein.“) Wenn wir deshalb die Fauna des deutschen Muschelkalkes mit der von Aragón in Vergleich setzen, so sind es hauptsächlich negative Charaktere, bedingt durch das Fehlen gewisser Arten, durch die sich der aragonische Muschelkalk auszeichnet.

Betrachten wir zuerst das vagile Benthos, so vermissen wir die n. m. A. dazugehörigen *Beneckeia* und *Ceratiten*, die in dem deutschen Muschelkalk so häufig und für ihn charakteristisch sind. Auf den ersten Blick muß es uns merkwürdig erscheinen, daß in so großer Nähe bei Mora im Ebro-tale eine reiche Fauna auftritt, der auch mehrere Ammoniten angehören. Sie scheint aber durch irgendwelche Zufälle aus der Hochsee hierher verschlagen worden zu sein, jedenfalls fand sie keine geeigneten Fortpflanzungsbedingungen vor und starb bald wieder aus; denn die eigentlich gut erhaltene Fauna findet sich in Schichten, die kaum einen Meter mächtig sind. Darüber herrscht wieder fast vollständige Fossilleere. Auch aus der Provinz Barcelona sind *Ceratiten* bekannt geworden. BOFIL Y POCH<sup>1)</sup> hat sie in den Muschelkalkschichten bei Olesa

<sup>1)</sup> Sur le trias à Cératites et sur l'éocène inférieur de la gare d'Olesa, Bull. de la Soc. Géol. de France. Bd. 26, 1898, S. 826 und

aufgefunden. Neuerdings hat TORNUST (s. L. 1909, S. 914) diese Lokalität besucht und feststellen können, daß die dort vorkommenden Ceratiten ausnahmslos der Nodosengruppe angehören.

Dem aragonischen Muschelkalk scheinen die für den deutschen Muschelkalk so typischen Ceratiten ganz oder fast ganz zu fehlen, da nur CALDERON<sup>1)</sup> einen *Ceratites nodosus* aus der Provinz Soria angibt. Dagegen scheint die Gattung *Nautilus* in diesen Gewässern heimisch gewesen zu sein. DE VERNEUIL sammelte einen *Nautilus* in der Nähe von Molina de Aragón, ferner erwähnt LUCCAS MALLADA ein Vorkommen von *Nautilus* bei Jalance. In der Provinz Zaragoza allerdings konnte ich kein Exemplar dieses Cephalopoden sammeln. Das sessile Benthos läßt ein Geschlecht vermissen, das auf dem Meeresboden des deutschen Muschelkalkmeeres zu reicher Entwicklung kam, die Crinoideen. Auch die Brachiopoden sind nur durch *Lingula* vertreten. *Lingula* ist auch heute noch ein Bewohner der Flachsee, von zäher Lebensdauer und großer Anpassungsfähigkeit. Den hauptsächlichsten Bestandteil der Muschelkalkfauna der Provinz Zaragoza bilden die Lamellibranchiaten. Aber auch diese sind nicht so reichhaltig vertreten wie im deutschen Muschelkalk. In der Zweischalerfauna kommt hauptsächlich die früher erwähnte Differenzierung zwischen westlichen und östlichen Triaszügen zur Geltung. In den östlichen Gebieten erlangten eine ungewöhnlich reiche Entwicklung die Myophorien, die an manchen Orten in Tausenden von Individuen das Gestein erfüllen und jedenfalls bald nach der Ueberflutung dieser Gebiete in die offener sehr buchtenreichen Gewässer einwanderten. In den westlichen Triaszügen scheinen Myophorien zu fehlen, Gervilleien, Terquemien, Pectiniden gehen, ohne sich meist an bestimmte Bänke zu halten, immer nur vereinzelt, durch den Muschelkalk hindurch. Eine Ausnahme macht nur *Pleuromya hispanica* nov. sp. die hier, ganz wie die Myophorien im Osten, massenhaft auftritt.

Auch die Echinodermen waren in diesen Gewässern heimisch. Die Echinoiden, die Seeigel, scheinen sogar eine ziemlich bedeutende Rolle gespielt zu haben, nach der Häufigkeit

Nota sobre el mapa topográfico-geológico del medio y alto Vallés. Descubrimientos paleontológicos en el trias de dicha región. Bol. de la R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona 1893.

<sup>1)</sup> PHILIPPI: Lethaea geogn. II. 1. Kontinentale Trias, S. 74. In der geolog. Beschreibung der Provinz Soria von PALACIOS (Memorias 1890) fehlt jede Notiz darüber.

der Stacheln zu schließen, die sich in den westlichen und östlichen Triasablagerungen finden. Interesse verdienen Skelettreste von Ophiuren, die ebenso wie ein Fund von „*Acrura prisca*“ in der Provinz Valencia<sup>1)</sup> von dem Vorkommen dieser im deutschen Muschelkalk ziemlich seltenen Gäste in Spanien Zeugnis ablegt.

Die Gastropoden bilden eine eigentümliche Mikrofauna, die sich hauptsächlich aus *Omphaloptycha*-Arten zusammensetzt. Größere Gastropodenformen scheinen zu fehlen.

#### 4) Keuper.

##### Mächtigkeit.

Für die spanischen „margas abigarradas“ ist ein rascher unvermittelter Mächtigkeitswechsel charakteristisch. Während der Keuperperiode waren eben die Absatzbedingungen am unregelmäßigsten und durch die jeweiligen Lokalverhältnisse stark beeinflusst. Zu diesen primären Mächtigkeitsdifferenzen kommen noch sekundäre hinzu, wie sie durch nachherige Auslaugung von Gipslagen entstehen, die ja im spanischen Keuper eine große Verbreitung besitzen.

Die Keupermergel habe ich allerdings in stark wechselnder Mächtigkeit auf allen meinen Exkursionen als ein wesentliches Glied in der Aufeinanderfolge der Triasschichten angetroffen. Nur in der Faja en la cuenca del Manubles (a, 2), die ich persönlich nicht besucht habe, fehlen sie nach PALACIOS z. T. Im südöstlichen Teil dieses Triaszuges werden nämlich die Dolomite des Muschelkalkes direkt von den Cenomanarkosen überlagert, was aber offenbar durch Abtragung des Keupers zu erklären ist.

Eine ansehnliche Mächtigkeit erreicht der Keuper im südlichen Teil des Triaszuges von Alhama, im Flußgebiet des Rio Ortiz (b, 3). Ich schätze sie bei Monterde (b, 3) auf 150 bis 200 m.

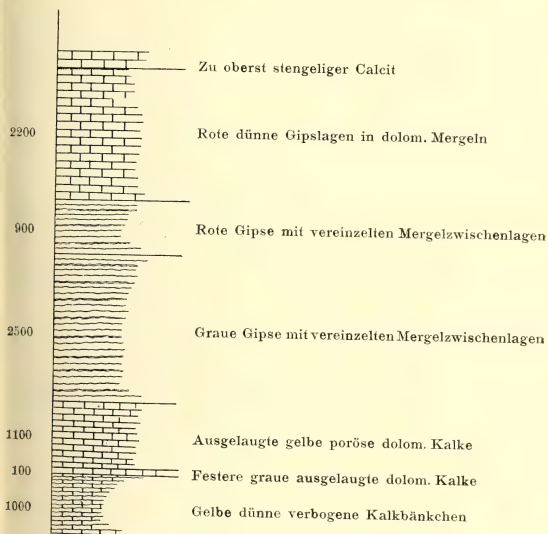
Erheblich geringere Mächtigkeit zeigt der Keuper in den östlichen Triasprovinzen. Die Keuperzone unterhalb des Castillos von Morés (b, 2) ist gegen 30 m mächtig.

Die Mächtigkeitsänderungen erreichen ein ganz erstaunliches Ausmaß in der Gegend von Morata (c, 2), an der Venta de los Palacios. Von rund 100 m Mächtigkeit, die das Keuperprofil<sup>1)</sup> zwischen Morata und dem Rio Grio-Tal besitzt,

<sup>1)</sup> CORTAZAR. Mem. Com. geol. Esp. Valencia 1882, Sistema triásico.



schwinden die Keupermergel<sup>1)</sup> nördlich der Venta auf der linken Flußseite auf ungefähr 13 m, auf der rechten sogar auf ungefähr 3 m zusammen. Die Strecke, innerhalb deren sich dieser Mächtigkeitswechsel vollzieht, beträgt kaum 2 km. Hier



Prof. 6.

Keuperprofil zwischen Morata und Rio Grio Tal.

st eine Erklärung wohl nur in dem Sinne möglich, daß schon primäre Mächtigkeitsunterschiede vorhanden waren, die noch durch sekundäre Auslaugung der Gipse eine Steigerung erfahren haben. Diese primären Mächtigkeitsunterschiede lassen sich leichter verstehen, wenn man für die roten Mergel des Keupers eine rein kontinentale Entstehung annimmt, wie es PHILIPPI<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Ob die Gipsmergel in diesen Gegenden nur dem Keuper oder auch tieferen Horizonten entsprechen, lasse ich dahingestellt. Vergl. S. 48.

<sup>2)</sup> Centralbl. f. Min. 1901, S. 463—469.

tut. Denn bei dieser dürften sich lokale Einflüsse viel stärker bemerkbar machen.

### Petrographische Beschaffenheit.

Die reiche Mannigfaltigkeit der Gesteinsausbildung im deutschen Keuper, die von einem vielfachen Wechsel der Absatzbedingungen zeugt, vermißt man in Aragonien. Namentlich die sandige Facies, die ja im deutschen Keuper in verschiedenen Niveaus eine so mächtige Entwicklung erlangt, ist in Aragón auf wenige und wenig mächtige Bänke beschränkt. Die petrographische Ausbildung des aragonischen Keupers entspricht fast vollständig unserm unteren Gipskeuper.

Wo ich immer auf meinen Exkursionen Keupergebiete berührt habe, da war es eine ununterbrochene Folge rot und grün gefärbter Mergel mit Gipszwischenlagen, denen hier und da festere Steinmergelbänke, hauptsächlich aus dolomitischem Material bestehend, eingeschaltet sind (siehe Prof. 6, S. 79). Manchmal finden sich auch eisenschüssige oolitische Kalkbänke dazwischen. Am meisten tritt in der Schichtserie der Gips hervor, der selten in dickeren Lagen, häufiger in Form von Linsen und dünnen Platten zwischen den Mergeln verteilt ist. Oft macht man, wie in unserem Gipskeuper, die Beobachtung, daß der Gips erst sekundär Spalten ausfüllt, welche die Schichtebenen unter allen möglichen Winkeln schneiden. Diese Gipsadern ragen über die Oberfläche als schmale Leisten hervor und bilden ein förmliches Netz, dessen Maschen von den Mergeln ausgefüllt wird. Der Gips zeigt alle möglichen Farbennuancen, namentlich sind neben grauen und weißen intensiv rotgefärbte Varietäten häufig. Steinsalz tritt nur als gelegentliches Begleitmineral von Gips auf und meist in so geringen Mengen, daß es nur durch Ausblühen oder am Geschmack der Quellwässer erkannt wird.

Namentlich sind es zwei Mineralien, deren ausgesprochen provinzieller Typus so charakteristisch für den spanischen Keuper ist, daß man sie sozusagen als Leitmineralien auffassen könnte, wäre der Keuper in Aragón nicht schon durch seine sonstige petrographische Ausbildung hinreichend gut gekennzeichnet. Es sind die bipyramidalen Quarzkrystalle und die Aragonite. Die Quarze liegen frei schwebend im Gips und zeigen das Prisma mit den an beiden Polen ausgebildeten Scheinpyramiden. Sie erreichen höchstens eine Größe bis zu etwa 5 mm; meistens bleiben sie kleiner. Ihre Farbe richtet sich ganz nach der Farbe des Gipses, in den sie eingeschlossen sind; in roten Gipsen finden sich nur rote, in weißen nur weiße

Diese bipyramidalen Quarze sind unter dem Namen Hyazinthen von Compostella bekannt. Das Merkwürdige ist, daß sie sich nach CASIANO DE PRADO weder in Santiago de Compostella noch sonstwo in Galizien finden. Sie werden durch Pilger nach Santiago gebracht und dort verkauft.

Das zweite Mineral ist der Aragonit. Sein Name, der ihm von WERNER gegeben wurde, leitet sich ja von Aragón her. Es wäre aber falsch zu glauben, daß die Keupermergel in Aragón überall Aragonit führten. Das ist nur an einigen Punkten der Fall. Die bekannten sechsseitigen pseudohexagonalen Drillinge sind ebenso wie die Quarze ganz von Gips umschlossen. Im Gegensatz zu den langsäuligen Krystallen, die man gewöhnlich in den Sammlungen sieht, und die meist von Molina de Aragón stammen, ist bei denen, die ich in der Umgegend von Monterde (b, 3) gesammelt habe, der kurzsäulige Habitus vorwaltend. Teils sind es isolierte Krystalle von beträchtlichen Größendimensionen (bis 5 cm Breitendurchmesser), teils haben sich mehrere Krystalle in wohl unregelmäßiger Verwachsung und Durchdringung zu über faustgroßen Gruppen vereinigt. Die Flächen der Krystalle sind, obwohl scharf ausgebildet, häufig korrodiert, und zwar in ganz gesetzmäßiger Weise, wie sich namentlich auf der Basisfläche zeigt.

Die Gestalt dieser Aragonite ist so in die Augen fallend, daß sie auch dem aragonischen Weinbauer unter dem Namen „torres“ (Türme) bekannt sind.<sup>1)</sup>

Hinter den roten und grünen Gipsmergeln treten Sandsteinbildungen ganz zurück. Nur an einigen Stellen konnte ich kaum 20 cm dicke Sandsteinbänke feststellen, deren petrographische Ausbildung vollständig dem Schilfsandstein entspricht. Es ist ein lichtbraun gefärbter, feinkörniger, glimmer- und tonreicher Sandstein.

An einzelnen Stellen fehlt der Gips im Keuper und gleichzeitig treten an Stelle der roten und grünen Mergel solche mit gelben und grauen Tönen.

#### Gliederung.

Infolge des einheitlichen Aufbaues des Keupers ist eine natürliche Gliederung nicht gut durchführbar. Man beobachtet zwar, daß direkt über dem Muschelkalk eine Serie von grauen Mergeln folgt, die keinen Gips führen, und daß der eigentliche Gipskeuper erst in höherem Niveau beginnt. Doch läßt sich diese Scheidung nicht allgemein feststellen.

<sup>1)</sup> Mehr im Süden führen sie den Namen „colmenilla“ (Zylinder hütchen).

## Versteinerungen.

Die Tierwelt ist, wie in unserem Gipskeuper, recht dürftig. Ihre fossilen Reste sind eigentlich auf Steinmergel- und Sandsteinbänke beschränkt. Eine Steinmergelbank von Monterde (b 3) ist deshalb interessant, weil sie über und über mit kleinen Schälchen bedeckt ist, die wahrscheinlich Ostracoden angehören. Außerdem finden sich auf derselben Bank noch drei verschiedene Arten: eine *Lingula*, ein *Pleuromya*-artiger Zweischaler in großer Menge und ein länglicher *Myacites*. Eine andere Steinmergelbank von ebendort setzt sich nur aus einer zusammengebackenen Breccie einer Zweischalerart zusammen, wahrscheinlich der eben erwähnten *Pleuromya* (?). Eine kleine Fauna lieferte mir eine Sandsteinbank bei Monterde (b 3); in ihr tritt eine ausnehmend große *Lingula* auf, die mit der *Lingula polaris* LUNDGREN verwandt ist und die ich *Lingula polariformis* sp. nov. bezeichne. Daß auch nektonische Faunenelemente vertreten waren, das beweist ein kleiner Zahn von *Acrodus Salomoni* nov. sp. In der nämlichen Bank fanden sich leider sehr schlecht erhaltene Knochenreste und Abdrücke von Pflanzen, die der Gattung *Equisetites* angehören. Wie die Sandsteinbänke entstanden sind, das wage ich nicht zu entscheiden. *Lingula* und der *Acrodus*-Zahn in ihnen werden den meisten als ein Beweis für marine Überflutung gelten. Die Equisetiten-Flora würde dann jedenfalls Küstennähe beweisen.

## Verbreitung.

Keupergebiete von größerer Ausdehnung trifft man im Süden des Triaszuges von Alhama bei Nuévalos (b, 3) und Monterde (b, 3) im Flußtal des Rio Ortiz. Sonst tritt der Keuper meist nur als schmale Zone zwischen Muschelkalk und Carníolas an die Oberfläche. Sehr bemerkenswert ist das Vorkommen von Keuper an Punkten, wo der Muschelkalk fehlt; bemerkenswert deshalb, weil es einen lokal beschränkten Spezialfall jener viel allgemeiner verbreiteten Erscheinung darstellt, die wir als die große Transgression des Keupers über die Grenzen des Muschelkalkmeeres bezeichnen. In ganz England und im NW Frankreichs liegen die Keupermergel direkt auf Buntsandstein. In der Provinz Zaragoza macht sich diese Transgression in der Nordostecke bei Tabuena (b, 1) und östlich Calcena (b, 1) bemerkbar und ist jedenfalls nur lokaler Natur.

## Wirkung auf die Landschaft.

Die Keuperlandschaften sind, abgesehen von den Alluvionen der Flußtäler, die einzigen Gebiete in der Provinz, die sich

wirklich für eine erfolgreiche Bebauung des Bodens eignen. Ausgedehnte Weinpflanzungen bedecken die Berghänge, ja selbst Mandel- und Feigenbäume, die im allgemeinen das Klima von Aragonien nicht vertragen, gedeihen hier gut. Mit peinlicher Genauigkeit ist hier auch fast jedes Stück Land ausgenützt, so daß man mit Recht sagen kann, wo die Weinpflanzungen aufhören, da liegen auch die Grenzen des Keupers.

Auch vom volkswirtschaftlichen Standpunkt sind diese Keuperlandschaften von Interesse. Während im Norden vom Jalón, namentlich in den öden Juragebieten, die Dörfer einen höchst armseligen Eindruck machen, herrscht hier selbst in den kleinsten Dörfern eine gewisse Wohlhabenheit, die sich in besserer Lebensführung, in besseren Unterkunftsverhältnissen und manchem andern kund tut.

An dem weichen, leicht auswaschbaren Material des Keupers fand die Erosionskraft des Wassers besonders gute Angriffspunkte und schuf so Erosionsrinnen, aus denen breite Täler wurden, die parallel dem Streichen der Schichten NW—SO verlaufen. So sieht man den Keuper meist breite Täler ausfüllen, seltener bildet er bei größerer Erstreckung sanfte, weiche Bergformen. Im Triaszug von Alhama läßt sich die topographische Keupersenke vom Valdeloso (a, 2) im N nach dem Tal des Rio Piedra (b, 3) und des Rio Ortiz (b, 3) im Süden verfolgen. Ein anderes solches Keupertal zieht von Morés (b, 2) in NW Richtung gegen Bréa (b, 2).

#### Entstehungsgeschichte und Vergleich mit anderen Gebieten.

Da wo die marine Facies des Muschelkalks ausfällt und die tonigen Sandsteine und roten Tone des Buntsandsteins ganz allmählich in die roten, aus feinerem Material bestehenden Keupermergel übergehen, wie auf dem Hochplateau von Tabuenca (b, 1), wo also die Trennung von Buntsandstein und Keuper nur künstlich durchgeführt werden kann, da drängt sich wohl die Vermutung auf, daß die beiden Formationen wesentlich unter den gleichen Bedingungen entstanden sein müssen. Es unterliegt auch wohl keinem Zweifel, daß, wie bereits früher erwähnt, in diesen Übergangsschichten die Äquivalente der marinen Muschelkalkfacies liegen. Diese Schichten bildeten also das Ufer des Muschelkalkmeeres. Da aber die darüber folgende Schichtserie, der eigentliche Keuper, petrographisch fast die gleiche Ausbildung zeigt, so kommt ihm auch eine ähnliche Entstehungsart zu. Gegen die Bildung in einem Binnensee spricht namentlich die weite Verbreitung der bunten Gesteine

vom Keupertypus mit immer denselben konstanten petrographischen Eigentümlichkeiten über ungeheure Länderstrecken: über das mittlere und westliche Europa, die betische Kordillere, über weite Gebiete des östlichen Nordamerika und in der mittleren Gondwana-Formation Ostindiens. Daß der Gips nur als Ausfüllung aus wässriger Lösung gedacht werden kann, das widerspricht noch nicht der kontinentalen Entstehung des Keupers, für die besonders J. WALTHER und E. PHILIPPI<sup>1)</sup> eintreten. Denn wir kennen auf dem afrikanischen Kontinent und an vielen anderen Punkten der Erde ausgedehnte Salzseebildungen, außerdem ist die Bildung von Gips in Steppengebieten, in denen auf eine kurze Periode heftiger Regengüsse eine längere Trockenperiode folgt, eine häufig beobachtete Erscheinung.

Merkwürdig ist, daß, ebenso wie in NW-Europa, das Areal des Keupers weit über das des Muschelkalkes und das des Buntsandsteins transgrediert. Spuren dieser Transgression findet man bereits in der Provinz Zaragoza, ganz besonders tritt das aber in Asturien in die Erscheinung, wo nach den Angaben von SCHULZ (*Descripción geológica de Asturias*, Madrid 1858) der Keuper direkt dem Palaeozoicum auflagert. Hier scheint auch die Randzone des Keupers zu liegen, wofür die z. T. sandige Entwicklung spricht. Diese Sonderung von größerem und feinerem Material muß sich natürlich auch bei der kontinentalen Bildung des Keupers vollzogen haben, da das gröbere und deshalb weniger transportfähige Material bereits in der Randzone des Abtragungsgebietes zur Ablagerung kommt und mit der Länge des Transportes die Feinheit des Materials selbstredend wächst. Diese sandige Facies in Asturien weist darauf hin, daß man das Abtragungsgebiet im NW der Halbinsel zu suchen hat, also in den krystallinen Randgebirgen, die das Material zu den Keupersedimenten lieferten. Die Keupergebiete der Provinz Zaragoza gehören mit ihren Mergeln, die sich fast durchweg aus feinem, schlammigem Material zusammensetzen, der zentralen Zone der Sedimentation an.

### 5. Carñiolas.

Als Carñiolas<sup>2)</sup> bezeichne ich nach dem Vorgang von P. PALACIOS und anderen spanischen Autoren wie CORTAZAR einen

<sup>1)</sup> Über die Bildungsweise der buntgefärbten klastischen Gesteine der kontinentalen Trias. *Centralbl. f. Min.* 1901, S. 463—469.

<sup>2)</sup> Der Name soll nach CORTAZAR aus der italienischen Literatur stammen.



mehr oder minder mächtigen Komplex von grauen Dolomiten, die auf den Keupermergeln liegen. Da sie petrographisch ziemlich gleichartig sind und meist keine fremden Einlagerungen enthalten, so faßt man sie gewöhnlich als eine stratigraphische Einheit auf.

#### Mächtigkeit.

Da man die Carñiolas, die sich fast immer als obere Decke über die übrigen Triassedimente legen, selten von jüngeren Formationen überlagert findet, so stößt eine Mächtigkeitsbestimmung fast überall auf Schwierigkeiten. Aber auch an der einen Stelle, wo ich konkordant auf ihnen Liaskalke antraf, an der Venta de los Palacios, ist der Übergang ein so allmählicher, daß man im Zweifel ist, wo man die Grenze ziehen soll. Im Triaszug von Alhama, wo die Entwicklung der Trias sehr vollständig ist, schiebt sich auf kurze Erstreckung eine Carñiolaszone von 40—50 m zwischen Keuper und Kreideschichten ein. Aber auch hier tritt uns nicht die ursprüngliche Mächtigkeit entgegen, da diese Gebiete zu Beginn der Jurazeit aus dem Meere emportauchten und deshalb die Carñiolas als oberste Sedimentdecke während dieser Zeit der Erosion preisgegeben waren. Ich bemerke ausdrücklich, daß auch alle nachfolgenden Mächtigkeitsangaben nicht der Gesamtmächtigkeit entsprechen, sondern sich nur auf die von der Erosion verschont gebliebenen Teile beziehen. Bei Morés (b, 2) haben die Carñiolas in dem steil aufragenden Felsen, auf dem die maurische Burgruine steht, eine Mächtigkeit von 15 m. Auf dem Hochplateau von Tabuenca (b, 1) treten Carñiolas am Monte Calvario in einer Mächtigkeit von 21 m auf. Die etwas geneigten Carñiolas, welche die Höhen am linken Ufer des Rio Isuela bei Mesones (b, 2) krönen, schätze ich auf 25—30 m, die im NO des Dorfes Tierga (b, 1/2) auf 40—50 m; die Dolomite, welche das Valdetiñoso beherrschen, sind nach Barometermessung etwa 70 m mächtig.

#### Petrographische Beschaffenheit.

Die petrographische Beschaffenheit der Carñiolas ist in ihrer ganzen vertikalen Mächtigkeit wie auch in ihrer horizontalen Verbreitung beinahe gleichmäßig konstant. Es sind immer die gleichen dunkelgrauen, zuckerigen, äußerst feinkörnigen Dolomite. „rara vez compactas ó granudo cristalinas, con mas frecuencia cavernosas y de estratificación mal determinada“ sagt PALACIOS<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Reseña, S. 43.

(selten kompakt oder körnig krystallin, häufiger kavernös und undeutlich geschichtet).

Die verwitterten Schichtflächen sind höchst unregelmäßig mit grubigen Vertiefungen und damit abwechselnden Erhöhungen bedeckt; manchmal aber ist jede Schichtung unterdrückt, der ganze Komplex macht einen vollkommen massigen Eindruck. Die Schichtflächen und ebenso die Klüfte, von denen die Carñiolas reichlich durchsetzt werden, sind häufig mit rotem Eisenoxyd bedeckt.

Eine Erscheinung höchst auffälliger Natur sind nun 1—2 m mächtige Bänke von stengeligem, gelbem Kalkspat, die sich parallel zur Schichtung zwischen die grauen Dolomite einschalten. Die Kalkspatstengel stehen senkrecht zur Schichtfläche und sind in einzelnen Lagen zum Absatz gelangt, die, soweit ich mich noch erinnern kann, am Valdetiñoso ungefähr 10—15 cm dick sein mögen. Es macht scheinbar den Eindruck, als ob diese Calcitmasse nicht etwa gangartig auftritt, sondern ein integrierendes Glied des Schichtkomplexes ist; man muß sie aber offenbar doch als eine Art Lagergang auffassen.

Den Carñiolas ist an vielen Stellen, so in Aranda (b, 1/2), eine merkwürdig brecciöse Struktur eigen, die manchmal auf der Oberfläche durch Herauswittern der einzelnen Bruchstücke sehr schön sichtbar wird. Die Ursache dieser Erscheinung ist in der Auslaugung der die Carñiolas unterteufenden Gipse des Keupers zu suchen. In die dadurch geschaffenen unregelmäßigen Hohlräume wurde die darüberliegende Carñiolasdecke durch ihre eigene Schwere und die darüberliegende Sedimentdecke herabgedrückt, womit eine Zerklüftung und Zertrümmerung des Gesteins verbunden war. Daß die Intensität der Zertrümmerung proportional mit der Entfernung von den Gipsen abnimmt, das zeigt deutlich das Profil oberhalb Morés (b, 2), siehe Profil 4, S. 70. Auf der Scharte direkt über den Gipsen bestehen die Dolomite aus einer einheitlichen, aus kleinen und kleinsten Bruchstücken zusammengekitteten Breccienmasse. Diese Dolomite gehören allerdings nicht den Carñiolas, sondern dem oberen Muschelkalk an; hier enthält nämlich der Muschelkalk eine zwischengeschaltete Gipsmergelzone. Je mehr man sich von den Gipsen entfernt und nach Morés herabsteigt, desto mehr schwächt sich die Erscheinung ab, bis sie zuletzt ganz verschwindet und sich wieder regelmäßige Schichtung einstellt.

Als pressendes und zerrüttendes Agens, das die Wirkung der nachherigen Zertrümmerung noch steigerte, kann auch die Umwandlung des ursprünglich vielleicht vorhandenen Anhydrits in Gips in Betracht kommen. Die bei diesem Vorgang ein-

tretende Volumenvermehrung muß ganz gewaltige Druckkräfte ausgelöst haben, deren unmittelbarer Wirkung ja die Carñiolas unterlagen. Die Möglichkeit des Ausweichens war gering, da über den Carñiolas fast überall eine mächtige Jura und Kreide-decke lag, die gewissermaßen als stauendes Widerlager diente.

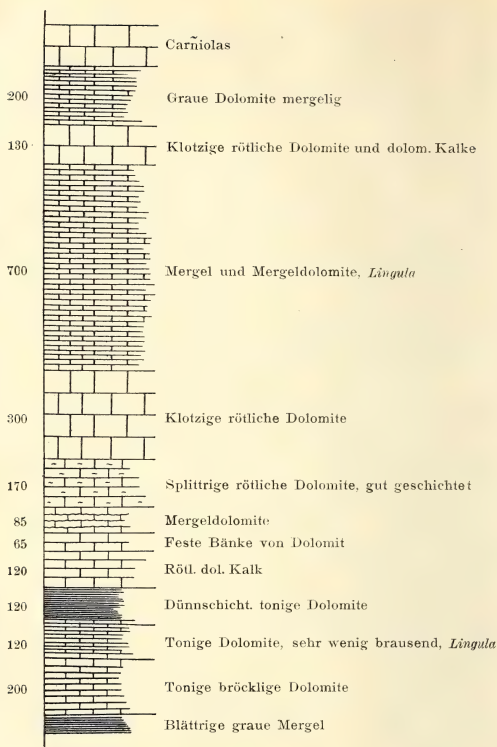
#### Alter.

Die Altersbestimmung der Carñiolas ist wegen ihrer fast gänzlichen Fossilleere mit gewissen Schwierigkeiten verbunden. Der erste, der die Aufmerksamkeit der Geologen auf sie richtete, war DE VERNEUIL, dem wir so viele ausgezeichnete Beobachtungen über die geologische Beschaffenheit Spaniens verdanken. Er sagt in seinem „Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne“:<sup>1)</sup> „Les marnes rouges gypsifères sont surmontées quelquefois . . . par des dolomies, qui n'ont aucune apparence de stratification.“ Ohne Zweifel sind diese Dolomite identisch mit den Carñiolas. Im Jahre 1856 stellte VÉZIAN in der Provinz Barcelona über Keupermergeln eine Kalkzone fest, der er den Namen „caliza supratriasica“ gab und in welcher er ein Äquivalent der Schichten von St. Cassian erblickte. Gelegentlich der geologischen Landesuntersuchung im Auftrag der Comisión del Mapa wies DE CORTAZAR die weite Verbreitung dieser Carñiolas in den Provinzen Cuenca, Valencia und Teruel nach. DON CARLOS CASTEL entdeckte sie auch in der Provinz Quadalajara.

DE CORTAZAR war der erste, der die Carñiolas in Parallele mit jenen fossilführenden Schichten von Mora de Ebro setzte, die von DE VERNEUIL zuerst aufgefunden und später von MALLADA untersucht waren. Das Vorkommen von *Protrachyceras Vilanovae*, das auf den Balearen mit *Protrachyceras Curioni* vergesellschaftet ist, verweist diese Schichten in die Ladinische Stufe BITTNERs, und zwar sollen sie den Reitzi-Schichten (olim Buchensteiner Schichten) in den Alpen<sup>2)</sup> entsprechen. Schon eine einfache Überlegung, die DEREIMS anstellt, macht die Annahme DE CORTAZARs höchst unwahrscheinlich. Setzt man nämlich die Carñiolas den Reitzi-schichten gleich, so würde die ganze darüberfolgende Schichtfolge der oberen Trias und wenn wir DEREIMS folgen, auch ein Teil des Infralias und Sinémurien in Aragón fehlen. Dies würde sich nur durch eine Diskontinuität in der Sedimentation

<sup>1)</sup> s. L.

<sup>2)</sup> TORNQUIST, 1901, Das Vicentinische Triasgebirge. PHILIPP, Paläont. Geol. Untersuch. aus d. Gebiet von Predazzo. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 56, 1904, S. 24. SALOMON, Die Adamellogruppe, Abh. d. K. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 21, H. 1, S. 396.



Prof. 7.

Übergang von Keuper in Carniolas; Aranda.

oder Abtragung erklären lassen, für die aber keine Anzeichen sprechen. Denn wie DEREIMS in der Sierra d'Albarracin (im Süden von Aragón, Prov. Teruel) und wie ich selbst einmal an der Venta de los Palacios (Nordaragón) zu beobachten Gelegenheit hatte, ist der Übergang der Carniolas nach oben in fossilführenden Jura ganz allmählich. Eine Diskordanz, die

auf einen Hiatus in der Sedimentation deuten könnte, konnte ich nirgends feststellen. An der Basis der Carñiolas aber ist der Verband mit den Triasmergeln, in der Provinz Zaragoza wenigstens, ebenso eng, was sich namentlich in dem Alternieren der Dolomitbänke mit den Mergelzonen kundgibt. So habe ich nordöstlich des Dorfes Aranda (b, 1/2) beistehendes Profil aufgenommen (siehe Prof. 7).

Das Profil zeigt das fingerförmige Ineinandergreifen der beiden Ausbildungsweisen, auf das ich später noch zurückkomme, und läßt erkennen, wie das freie Meer nach mehreren vergeblichen Vorstößen schließlich das Feld behauptete.

DEREIMS hat dieselbe Erscheinung aus Teruel beschrieben und ihre Bedeutung gebührend hervorgehoben. PALACIOS, der die Wechsellagerung am Rio Isuela (b, 2) beobachtet hat, betrachtet eben deshalb die Carñiolas als ein Glied des Keupers.

Nach DEREIMS' Ansicht, der im Süden von Aragón in Teruel die weite Verbreitung der Carñiolas feststellen konnte, umfassen diese die Äquivalente des ganzen „Infralias“ (= Rhät), ganz oder teilweise des Sinémurien und vielleicht noch den obersten Teil der Trias unterhalb des Rhät.

In der Provinz Soria liegen über den Keupermergeln eben diese Carñiolas. PALACIOS spricht sich nur unbestimmt über ihr Alter aus. Jedoch bekämpft er die Ansicht, daß sie dem Niveau der Schichten von St. Cassian entsprechen. Er ist eher geneigt, sie einem höheren Horizont, etwa den Raibler Schichten oder dem Hauptdolomit zuzuweisen.

In der Provinz Guadalajara liegen nach CALDERON <sup>1)</sup> die Carñiolas bei Molina de Aragón auffallenderweise diskordant auf Keupermergel. CALDERON berichtet auch von dem Fund eines „*Cerithium*“, einer „*Cypris*“ und einer fraglichen „*Planorbis*“ in den Carñiolas. Infolgedessen möchte er sie als Süßwasserbildungen auffassen.

Wie aus dem Gesagten hervorgeht, sind also die Ansichten über das Alter der Carñiolas recht geteilt. Eine direkte Altersbestimmung scheitert eben an ihrer fast vollständigen Fossilleere.

Sicher dürfte wohl sein, daß diese Fossilarmut primär nicht vorhanden war, sondern daß die Fossilien durch einen Umkrystallisierungsprozeß des Gesteins zerstört worden sind.

Da also paläontologische Anhaltspunkte fehlen, so ist man lediglich auf den Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen der Nachbargebiete angewiesen. Wir brauchen uns nur nach Sardinien

<sup>1)</sup> CALDERON, Existencia del Infraliásico en España etc. Anal. Soc. Esp. Hist. nat. 27, 1898, S. 177.

zu wenden, um ganz analoge Verhältnisse vorzufinden. Im westlichen Teil der Insel, sowohl im NW als im SW, hat TORNQUIST Trias in kontinentaler oder Binnenmeerfacies nachgewiesen. Er sagt nun bei der Besprechung des Profiles von Cuili Zirra: <sup>1)</sup> Über dem ausgelösten Gipshorizont „stellen sich feste Steinmergelbänke, z. T. reine Dolomitbänke ein, welche in letzterer Ausbildung dem alpinen Hauptdolomit absolut gleichen, während die mehr tonigen Lagen dem süddeutschen Steinmergelkeuper entsprechen“. Das erinnert einigermaßen an Verhältnisse, wie sie das Profil im NO Arandas (Profil 7, S. 88) wiedergibt. „In diesem Horizont“, fährt TORNQUIST fort, „geht auch in der Tat der Facieswechsel von der außeralpinen zur alpinen Trias vor sich; denn was jetzt im Hangenden folgt, hat keinerlei Ähnlichkeit mit unserem Rhät, sondern kann schon wegen seiner rein marinen Fossilführung nur eine pelagische Bildung sein, in ähnlicher Facies, wie uns das Rhät in den Alpen entgegentritt.“

Der Facieswechsel, d. h. der Einbruch des offenen Meeres in das Becken des kontinentalen Triasmeeres hat in Sardinien also von Osten her zur Zeit des Steinmergelkeupers stattgefunden. „Diese Transgression“, sagt TORNQUIST an anderer Stelle, <sup>2)</sup> „stellt aber offenbar ein Ereignis dar, welches auch in weiten Gebieten Europas seine Spuren hinterlassen hat.“

Vor nicht langer Zeit hat TORNQUIST <sup>3)</sup> auf Menorca am El Toro einen 90 m mächtigen Dolomithorizont, der auch sonst auf Menorca sehr verbreitet ist, als Hangendes der Keupermergel feststellen können. Sehr bemerkenswert ist die brecciöse Beschaffenheit dieses Komplexes. Denselben Horizont konnte TORNQUIST auch in Catalonien <sup>4)</sup> bei Vallirana nachweisen. Hier liegen über roten Keupermergeln und Sandsteinen ziemlich mächtige Dolomite, in denen sich südlich von Vallirana *Myophoria vestita* v. ALBERTI findet. TORNQUIST setzt diese beiden Dolomithorizonte, die sich auf den Balearen und in Catalonien in ganz analoger Ausbildung über den Keupermergeln einstellen, dem alpinen Hauptdolomit, bez. dem deutschen Hauptsteinmergel äquivalent. Auch in diesen Gebieten macht sich also, wie in Sardinien zur oberen Keuperzeit, die oben besprochene Transgression bemerkbar.

<sup>1)</sup> Die Gliederung und Fossilführung der außeralpinen Trias auf Sardinien. Sitzungsber. d. K. Preuß. Akad. d. Wiss. 38, 1904, S. 1115.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr., Bd. 56, 1904, S. 156.

<sup>3)</sup> s. L. 1909, S. 911.

<sup>4)</sup> Ebenda, S. 916.



Als Zeugen dieser Transgression in Zentral-Spanien möchte ich nun die Carñiolas betrachten. Sie umfassen also nach meiner Ansicht, die sich im allgemeinen mit der von DEREIMS ausgesprochenen deckt, die Äquivalente des Hauptdolomits und der rhätischen Stufe in den Alpen, und sehr wahrscheinlich den untersten Teil des Lias. Mit dem Beginn des oberen Keupers traten also für Süd- und Westeuropa wesentlich gleiche Absatzbedingungen ein und riefen rein pelagische Ablagerungen hervor.

Die Spuren dieser Transgression lassen sich auch in der Provence und im Süden von Spanien in Andalusien nachweisen. Aus der betischen Gebirgskette berichtet BARROIS<sup>1)</sup> von dem Fund eines *Megalodon*. Diese Form erinnert an *Neomegalodon pumilus* BENECKE und *Neomegalodon gryphoides* GÜMBEL. BARROIS und OFFRET vergleichen sie mit den „bivalves en coeur“, en „pied de bouc“, qui remplissent par milliers certains bancs dolomitiques compacts du trias supérieur de Watzmann, de Dachstein etc. dans les Alpes de Salzbourg. Diese Kalke würden also der norischen Stufe einzureihen sein.

#### Verbreitung.

Die Carñiolas haben ursprünglich wohl überall als einheitliche Decke den Abschluß der Triasablagerungen in Aragón gebildet. In der Tat finden wir sie stets, wo sie nicht der Erosion anheim gefallen. Im Triaszug von Alhama fehlen sie im südlichen und nördlichen Teil. Nur zwischen der Boquete de Tranquera und Nuévalos (b, 3) schiebt sich eine schmale langgezogene Linse von Carñiolas zwischen Keuper und Kreide ein. Aber eben dieses Gebiet tauchte zu Beginn der Jurazeit aus dem Meere empor, es bildete eine Jurainsel, deren oberste ältere Sedimentdecke, die Carñiolas, durch Erosion z. T. abgetragen wurden. Carñiolasgebiete in großer Ausdehnung trifft man im Tal des Rio Aranda von Chodes (c, 2) bis Mesones (b, 2).

#### Wirkung auf die Landschaft.

DONAYRE sagt von der Trias: „Este sistema tiene caracteres tan marcados en sus rocas, que no puede desconocer ningún geólogo.“ („Diese Formation ist so ausgezeichnet petrographisch charakterisiert, daß sie kein Geologe verkennen kann.“) Außer dem Buntsandstein und Keuper aber sind es hauptsächlich die Carñiolas, welche sich immer zuerst dem Auge des Beobachters darbieten. Ja, in den östlichen Trias-

<sup>1)</sup> Mission d'Andalousie, S. 85, Fig. 2; s. L. unter Fouqué.

gebieten kann man geradezu sagen, daß sie die landschaftlichen Formen der Trias vielfach beherrschen. Sie bringen in die Triaslandschaften einen pittoresken Zug, der manchmal sogar etwas an die Südtiroler Dolomiten erinnert und die Triasgebiete immer noch zu den reizvolleren Gebieten Aragóns macht. Bald sind es gezackte Grate und langgezogene Kämme — *crestones* nennt sie der Spanier — bald liegen sie plateauartig als mächtige Schollen den Triasmergeln auf und fallen dann mit senkrechten Absturzwänden zu Tal. Mit merkwürdigem Scharfblick hat schon der Maure ihre strategische Bedeutung erkannt und auf diesen hohen unzugänglichen Felsen die *Castillos*, seine Zwingburgen, erbaut. Die *Castillos* von Morés (b, 2), von Illueca (b, 2), die Burgen von Arandiga (b/c, 2), Mesones (b, 2), sie alle stehen auf *Carñiolas* und haben bei der geschickten Auswahl ihres Standpunktes damals das ganze freie Land beherrscht.

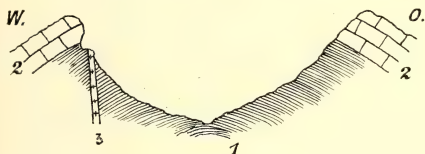
Wo die *Carñiolas* in größerer horizontaler Ausdehnung auftreten, da ist eine Bebauung des Bodens vollständig ausgeschlossen; Dürre und Unfruchtbarkeit kennzeichnen diese Gebiete.

## 6. Ophite.

In Deutschland und überhaupt fast im ganzen Gebiete der kontinentalen Facies war die Triasperiode eine Zeit völliger vulkanischer Ruhe. Eine Ausnahme davon scheint Spanien zu machen. Hier drangen nach meiner Ansicht gegen Ende der Triaszeit, meist wohl gangartig, basische Magmen von Diabascharakter empor. Der *Mapa de la Comisión geológico de España* zeigt, daß das Auftreten dieser Ophite lediglich auf die Triasgebiete beschränkt bleibt. Das gleiche Resultat haben auch die sorgfältigen Untersuchungen DEREIMS' im Süden Aragóns ergeben. Ferner bestätigt PALACIOS in den *Mem. de la Com. geol. de España* 1890, p. 201, in seiner Beschreibung der Provinz Soria das Auftreten der „*Ofitas*“ „en los niveles superiores del trias, bien entre las *carñiolas*, ó bien en el contacto de éstas con las *margas*“; und in seiner Beschreibung der Provinz Zaragoza sagt er ausdrücklich (S. 8): „*Todos los isleos de ofitas y espilitas mencionadas se hallan en los niveles superiores del trias, bien entre las carñiolas, bien en las margas del keuper, cerca del contacto con aquéllas, sinque en ningún caso se extiendan á los tramos interiores del mismo sistema, ni tampoco á las capas liásicas.*“ („Alle die erwähnten isolierten Vorkommnisse von Ophiten und Spiliten

befinden sich in den höheren Niveaus der Trias, sowohl zwischen den Carniolas, wie in den Mergeln des Keupers, nahe am Kontakt mit jenen, während sie sich keinesfalls auf die unteren Stufen eben dieser Formation und ebensowenig auf die liasischen Schichten ausdehnen.“) Ihre Ausbruchszeit fällt also wahrscheinlich in die obere Trias. Gerade die Senkungen, welche die Transgression des Rhätmeeres herbeiführen, mögen auch diese vulkanischen Kräfte ausgelöst haben. Weitgehende tektonische Wirkung konnten sie nirgends ausüben, sie selbst waren nur die Begleiterscheinungen von tektonischen Veränderungen.

Ich selbst hatte auf meinen Exkursionen leider nur einmal Gelegenheit, ein Vorkommnis von Ophiten kennen zu lernen. Es liegt in dem Keupertale, das sich nordöstlich von dem



Prof. 8.

Keupertal nordöstl. Tierga.

1. Keupermergel. 2. Carniolas. 3. „Ophit“.

Dorf Tierga (b, 1/2) emporzieht. Hier hat ein Gang von 6 m Mächtigkeit die Keupermergel durchbrochen. Er hebt sich als mächtige Mauer aus dem Gelände der weicheren Mergel heraus und streicht fast parallel dem Tal, das eine aufgebrochene Antiklinalfalte darstellt, nämlich N 40 O (siehe Prof. 8). Das empordringende Magma hat Stücke von Keupermergeln mitgerissen und umschlossen und am Salband intensive Frittungserscheinungen hervorgerufen. Die weichen roten Mergel des Keupers sind hier in ein rotbraunes, hartes, carneolartiges Gestein umgewandelt, das leicht in Scherben zerbricht.

Das Gestein selbst ist tiefgründig zersetzt und ist an der Oberfläche von einer schmutzig grünlichbraunen Verwitterungsrinde umgeben. Es hält sehr schwer, etwas frischere Stücke zu sammeln. An diesen tritt die grünliche Farbe mehr hervor, und mit bloßem Auge kann man schon grüne und rote Flecken unterscheiden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt es sich, daß selbst mein frischestes Stück vollständig zersetzt ist. Man

erkennt nur noch die langen leistenförmigen Durchschnitte der ehemaligen Feldspatkrystalle und sieht, daß zwischen ihnen Chlorit- und Serpentinanhäufungen liegen. Außerdem ist das Gestein in seinem jetzigen Zustande reich an Magnetit. Schon die rote Farbe, die man makroskopisch erkennt, deutet auf sekundäre Ausscheidung von Eisenoxyd. Wahrscheinlich waren ursprünglich neben Plagioklas Augit und Olivin vorhanden, wenigstens schienen mir in einem zweiten Schliff gewisse Durchschnitte und Sprungsysteme in diesen Durchschnitten auf das Vorhandensein von Olivin zu deuten. Die ausgesprochene ophitische Struktur berechtigt wohl das Gestein als Diabas oder als Olivindiabas aufzufassen.

### III. Fossilbeschreibung.

#### *Myophoria intermedia* v. SCHAUROTH.

(Taf. VI, Fig. 1, 2, 3.)

Literatur: Siehe RÜBENSTRUNK 1909. — Beitrag zur Kenntnis d. deutschen Trias-Myophorien, S. 187. Mitt. d. Bad. geol. Landesanstalt VI, 1909.

Die *Myophoria*, die an einzelnen Punkten in ungeheurem Individuenreichtum, ja geradezu gesteinsbildend auftritt, gehört dem Formenkreis der *Myophoria vulgaris* an. Da es wohl eine kontinuierliche Reihe ist, die von *Myophoria vulgaris* zu *Myophoria intermedia* hinüberführt, so ist die scharfe Abgrenzung der Arten manchmal mit Schwierigkeiten verknüpft. Ja RÜBENSTRUNK ist geneigt, die Selbständigkeit der *M. intermedia* und *transversa* überhaupt in Zweifel zu ziehen, behält die Artnamen aber aus stratigraphischen Rücksichten bei. ZELLER weist auf die Haltlosigkeit mehrerer bisher üblicher Unterscheidungsmerkmale von *M. vulgaris* und *intermedia* hin. Ausschlaggebend für die Trennung der Arten ist der sog. SEEBACHSche Quotient, nämlich das in dem folgenden Bruch ausgedrückte Verhältnis:

Abstand der unteren Endpunkte von Nebenkante oder  
extraarealer Rippe und Hauptkante oder Arealkante

Länge der Arealkante.

Von diesem Gesichtspunkte aus unterscheiden sich die mir vorliegenden Exemplare ziemlich scharf von *Myophoria vulgaris* und *transversa*. Bei der typischen *Myophoria vulgaris* ist das vorhergenannte Verhältnis einigermaßen konstant und beträgt im Mittel 1:2,60. Bei den spanischen Exemplaren erhielt ich

folgende Werte für den SEEBACHSchen Quotienten 1:3,75, 1:3,83, 1:4,25, 1:4,30, 1:4,50.

Letzteres Verhältnis ist charakteristisch für *Myophoria intermedia* v. SCHAUROTH. Mit dieser Art stimmen auch die übrigen Merkmale gut überein. Die spanischen Exemplare sind von mittlerer Größe. Die Entfernung vom Wirbel zum unteren Rand beträgt bei dem größten Exemplar 18 mm. Das Verhältnis von Höhe zu Länge schwankt nur wenig: 1:1,00, 1:1,01, 1:1,06. Das Verhältnis von Dicke zu Höhe konnte ich nur an einem doppelklappigen Exemplar einwandfrei bestimmen; es betrug 1:1,6.

Der Vorderrand der Schale ist gleichmäßig konvex gekrümmt; von ihm erhebt sich die Schale mit mäßiger Wölbung zum vorderen Hauptschalenfeld. Vom Wirbel ziehen schräg nach der hinteren Ecke zwei fast geradlinig verlaufende oder schwach gekrümmte Kanten. Die vordere extraareale Rippe (Bezeichnung nach RÜBENSTRUNK) ist, obwohl schwächer, dennoch meist scharf ausgebildet. Die hintere, die sog. Areal-kante, ist abgerundet und hebt sich stark aus der Schale heraus. Beide Kanten schließen eine nach außen breiter werdende, sanft ausgehöhlte Furche ein. Die Areal-kante begrenzt ein nach hinten abfallendes, nach außen konvexes Feld, die Area. Dieses Feld ist durch einen einzigen schwachen, nach außen konkav gekrümmten Radialwulst<sup>1)</sup> in zwei Abschnitte geteilt. Auch RÜBENSTRUNK konnte im Gegensatz zu *Myophoria vulgaris* nur einen Radialwulst beobachten. Die Wirbel sind nach innen und schwach nach vorn gekrümmt. An Steinkernen der linken Klappe ist gleich hinter dem Wirbel eine ziemlich lange, schmale Leiste erkennbar, die einer Zahngrube der linken, einem Zahn der rechten Klappe entspricht. Die Steinkerne zeigen nur schwache, konzentrische Linierung. Wie mir aber Schalenreste auf Steinkernen zeigen, bestand die Skulptur aus einer kräftigen konzentrischen Berippung (vergl. Taf. VI Fig. 1). Den Rippen entsprechen Interkostalräume, deren Weite der Dicke der Rippen gleichkommt. Das vordere Adduktormal ist durch eine kräftige Furche der Muskelleiste vom Wirbel getrennt; das hintere liegt auf der Halbarea innerhalb des Radialwulstes vom Wirbel etwas entfernt.

Herr Dr. MARTIN SCHMIDT in Stuttgart, dem ich mein Material zeigte, machte mich darauf aufmerksam, daß gewisse meiner Stücke mit der *Myophoria incurrata* Ähnlichkeit zu haben scheinen und

<sup>1)</sup> In der Abbildung nicht erkennbar.

stellte mir freundlichst Vergleichsmaterial aus dem Schwarzwald und aus der Gegend von Aschersleben zur Verfügung. Nach sorgfältiger Vergleichung kann ich mich aber doch nicht zu einer Identifizierung entschließen, obwohl sich gewisse Exemplare der „*incurvata*“ so weit von ihrem Typus (vergl. RÜBENSTRUNK, S. 190, Taf. VII, Fig. 19) entfernen, daß sie für sich allein wohl kaum von einzelnen meiner Stücke getrennt werden könnten. Die große Anzahl der letzteren aber läßt, wie ja auch aus der vorstehenden Beschreibung ersichtlich ist, die Hauptmerkmale der *incurvata*, die nach hinten und außen deutlich konvexe Arealkante und die hakenförmige Einkrümmung der Wirbel vermissen. Auch die zweite (extra-areale) Rippe ist bei meinen Stücken meist viel besser entwickelt als bei der typischen *incurvata*. Unter diesen Umständen kann ich mich nicht entschließen mein Material von der *intermedia* abzutrennen, mit der sie vortrefflich übereinzustimmen scheint.

Zahl der genauer untersuchten und besser erhaltenen Stücke: ungef. 20—30.

Fundort: Becken von El Frasno (c, 2), Venta de los Palacios (bei Morata c, 2), unterer aragonischer Muschelkalk.

Vorkommen: *Myophoria intermedia* ist in Deutschland schon im unteren Muschelkalk nachgewiesen, scheint ihre Hauptverbreitung allerdings erst im obersten Muschelkalk und in der Lettenkohle zu haben.

***Myophoria intermedia* v. SCHAUROTH var. *crassa* (var. nov.).**

(Taf. VI, Fig. 4 a, b.)

Mir liegt ein 4,5 mm langer Steinkern einer kleinen *Myophoria* vor, die sich im wesentlichen nur durch größere Dicke und geringere Dimensionen von der *Myophoria intermedia* unterscheidet. Da sie aber aus einem wesentlich höheren Horizont stammt, so hielt ich es für richtiger, sie wenigstens vorläufig mit einem besonderen Varietätstnamen abzutrennen, obwohl die größere Dicke möglicherweise ein Jugendmerkmal sein könnte. Umgekehrt würde es sich auch erst durch Untersuchung eines größeren Materials entscheiden lassen, ob nicht etwa die geringeren Dimensionen ihrerseits ein Unterscheidungsmerkmal sind.

Das Verhältnis der Höhe zur Länge ist etwa 1:1; das der Dicke zur Höhe ungefähr 1:1,3 (bei der typischen *intermedia* 1:1,6, siehe S. 95). Die Wölbung ist also stärker als



bei dieser. Die Arealkante tritt scharf, fast kielartig hervor, die extraareale Rippe ist bedeutend schwächer. Der SEEBACHsche Quotient ist 1:4,2; die Arealkante ist also der extraarealen Rippe sehr genähert. Der Abfall der Halbarea ist steil, man kann auf ihr einen radialen Wulst erkennen, der mit dem der andern Seite nach innen zu ein herzförmiges Schildchen einschließt. Der Steinkern ist glatt: eine konzentrische Berippung nicht zu erkennen.

Zahl der untersuchten Stücke 1.

Fundort: Oberer Muschelkalk Morés (b, 2) — Bréa (b, 2).

### *Myophoria orbicularis* BRONN.

(Taf. VI, Fig. 5.)

Literatur für *Myophoria orbicularis*: siehe RÜBENSTRUNK. Beitr. z. Kenntn. d. deutschen Triasmyophorien, S. 147. Mitt. d. Bad. geol. Landesanst. VI 1909.

Mir liegt von dieser Form nur ein einziger Steinkern einer rechten Klappe vor. Ich stelle ihn wegen seiner Form und namentlich wegen der vertieften Eindrücke der Muskelleisten zu *Myophoria* und zwar zu *Myophoria orbicularis* BRONN.

Der Umriß der Form ist rundlich oval, die Länge 13 mm, die Höhe etwa 11 mm, das Verhältnis von Höhe zu Länge also 1:1,18. Diesem Umriß nach gehört sie noch zum Typus der *M. orbicularis* im Sinne RÜBENSTRUNKS. Der Abfall nach der Hinterseite ist etwas steiler als nach der vorderen, ohne daß jedoch eine typische Kante aufträte. Mehr gegen den Wirbel zu ist ja eine ganz schwache Andeutung davon vorhanden; sie verliert sich aber vollständig nach dem untern hintern Schalenrand zu. Dieser ist deshalb auch nicht parabolisch ausgezogen, sondern zeigt, wie aus den Anwachsstreifen hervorgeht, eine ziemlich gleichmäßige Rundung. Die Wirbelpartie tritt entsprechend der etwas flachen Wölbung wenig hervor. Vom Wirbel zieht nach dem hinteren Adduktormal eine schmale enge Furche herab. Die beiden Muskelgruben sind am Steinkern deutlich als Hügel sichtbar; beide sind von oval länglicher Gestalt. Der vordere ist dem Wirbel etwas mehr genähert als der hintere, schmaler als dieser und nach oben spitz ausgezogen; nach innen zu sind beide vom Wirbel durch einen schmalen tiefen Einschnitt abgesetzt, den Eindruck der Muskelleiste. Dem untern Schalenrand läuft eine schwache Erhöhung parallel, die wohl nur auf Anwachsstreifung zurückzuführen ist.

Die spanische Art dürfte mit der deutschen *M. orbicularis* sicher identisch sein. Das Exemplar zeigt zwar eine ausnehmend schwache Wölbung, ich habe mich jedoch an dem reichhaltigen Material, das mir Herr Dr. MARTIN SCHMIDT aus dem Freudenstädter Wellengebirge zeigte, überzeugen können, daß gerade bei dieser *Myophoria* das Maß der Wölbung sehr starken Schwankungen unterliegt.

Zahl der Stücke 1.

Fundort: Unterer Muschelkalk Saviñán-El Frasno (c, 2).

***Myophoria* cf. *vestita* v. ALB.**

(Taf. VI, Fig. 6.)

*Myophoria vestita* 1864. v. ALBERTI: Überblick über die Trias, S. 113, Taf. II, Fig. 6.

*Myophoria* cf. *vestita*. v. ALB. 1895. BITTNER: Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. d. K. K. geol. Reichsanst. 18, 1, S. 103, Taf. XII, Fig. 14.

*Myophoria vestita* v. ALB. ZELLER: 1907. Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwab. Zentralbl. f. Min., S. 44.

*Myophoria vestita* v. ALB. ZELLER: 1908. Beitr. z. Kenntn. d. Lettenk. u. d. Keupers i. Schwab. Neues Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 25, S. 87.

Weitere Angaben bei RÜBENSTRUNK, S. 221. Mitt. d. Bad. geol. Landesanstalt VI, 1909.

Vergesellschaftet mit einer Unzahl von Exemplaren von *Pecten inaequistriatus* findet sich bei Royuela (Teruel) eine kleine *Myophoria*, von der mir leider nur drei mäßig erhaltene, teilweise herausgewitterte Steinkerne zur Verfügung stehen. Sie gehören in die Gruppe der vielrippigen Myophorien.

Ihr Umriß ist dreiseitig, ihre Form nach hinten schief verlängert. Der Vorderteil ist etwas aufgetrieben, die Wölbung nicht unbedeutend. Der Vorderrand verläuft in gleichmäßig konvexer Krümmung in den Unterrand; der Hinterrand ist offenbar scharf geknickt. Der Wirbel liegt ungefähr im ersten Drittel der Länge und ist wohl schwach prosogyr. Das Schalenfeld wird durch eine sogenannte Arealante in einen vorderen und einen hinteren Abschnitt geteilt. Das vordere Schalenfeld bedecken auch auf dem Steinkern scharf hervortretende, radiale Rippen, die durch breite Hohlkehlen voneinander getrennt sind und von der Arealante nach vorn immer schwächer werden. Sie erreichen auf keinem der 3 Steinkerne den Wirbel. Die Zahl der Rippen ist exklusive der Arealante auf dem einen Exemplar etwa 8, auf dem andern etwa 6. Die sog. Arealante ist durch einen etwas größeren Zwischenraum von der vor ihr liegenden Rippe

getrennt und zeichnet sich durch ganz besonders kräftige Entwicklung aus. Diese Kielrippe oder Arealkante ist an dem einen Exemplar, das z. T. noch von Gesteinsmasse umhüllt war, und das ich erst herauspräparieren mußte, deutlich markiert, an den beiden andern ist sie durch Abwitterung unscharf geworden. Die Arealkante grenzt nach hinten eine deutlich ausgehöhlte Halbarea ab. Diese Halbarea trägt ziemlich an ihrem Ende noch eine erhöhte radiale Rippe. Das hinter dieser radialen Rippe liegende Schildchen ist an meinen Exemplaren schlecht oder gar nicht erhalten. Vor dem Wirbel zeigt das obere Exemplar der Abbildung (Taf. VI, Fig. 6) einen tiefen Einschnitt, den Eindruck der für *Myophoria* charakteristischen Adduktorleiste. Weitere Merkmale können an den Exemplaren nicht beobachtet werden. Es erübrigt nur noch die Dimensionen der Form anzugeben. Die Länge beträgt bei dem einen größeren Steinkern etwa 8 mm, bei dem kleineren etwa 7 mm, die Höhe etwa  $6\frac{1}{2}$  mm, bzw. etwa 5 mm. Verhältnis Länge: Höhe etwa 1,23, bzw. etwa 1,4.

Wir wollen nun die Beziehungen dieser Form zu *Myophoria costata*, *Myophoria Goldfussi* und *Myophoria vestita* näher prüfen. Was zunächst *Myophoria costata* betrifft, so entfernt sich diese durch die sanft abfallende Area, durch den Mangel einer scharf ausgesprochenen Arealkante, endlich durch den sanft gebogenen Hinterrand ziemlich weit von der spanischen Form.

Mit *Myophoria Goldfussi* hat diese den Besitz einer stark entwickelten Arealkante gemeinsam; und diese ist bei beiden von der ersten extraarealen Rippe bedeutend weiter entfernt als die extraarealen Rippen untereinander. Von *Myophoria Goldfussi* unterscheiden sich aber die spanischen Exemplare durch ihre geringere Größe und die geringere Anzahl der Rippen. Bei *Myophoria Goldfussi* liegen nach RÜBENSTRUNK im allgemeinen 14—17 radiale Rippen vor der Arealkante. An Steinkernen kann die Anzahl der Rippen allerdings auf 10 herabsinken, da hier die vorderen feineren Rippen gar nicht oder nur unvollständig erscheinen. Namentlich aber ist die Beschaffenheit der Halbarea bei *M. Goldfussi* ganz verschieden. Bei ihr finden sich dort 4—7 Radialrippen, von denen 2 stärker sind und auch auf dem Steinkern noch deutlich hervortreten. Die *Myophoria* von Royuela hat nur eine einzige deutlich markierte Rippe auf der Halbarea.

*Myophoria vestita* endlich zeigt mit meiner Form in den Größenverhältnissen, in der Berippung, in der Ausbildung der Arealkante und der Beschaffenheit der Halbarea vollständige Übereinstimmung. Dagegen fehlen der spanischen Form die

für *Myophoria vestita* so außerordentlich charakteristischen dicken, gebogenen Querrippen, die am Vorderteil einer Art falscher Lunula aufsitzen. Es ist jedoch klar, daß diese Verzierung am Steinkern nicht zum Ausdruck kommt. Auch an dem Steinkern, den ALBERTI abbildet (Taf. II, Fig. 6a), treten die Querrippen nach RÜBENSTRUNK nicht auf. Außerdem muß man berücksichtigen, daß die spanischen Exemplare etwas abgewittert sind und deshalb die Skulptur überhaupt an Schärfe verloren hat.

Mit Rücksicht darauf stelle ich diese spanische *Myophoria* mit Vorbehalt zu *Myophoria vestita* ALBERTI. Wenn auch dieser Bestimmung keine absolute Sicherheit zukommt, so weisen doch verschiedene Merkmale mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auf die Zugehörigkeit der spanischen Form zu dieser Art hin. Zahl der untersuchten Stücke: 3.

Fundort: Royuela (Teruel) Pecten-Bank.

Anderweitiges Vorkommen: *Myophoria vestita* findet sich bei Gansingen einige Meter über dem Schilfsandstein. Bei dieser Lage ist es zu beachten, daß sie in den Alpen auf die Raibler Schichten<sup>1)</sup> beschränkt zu sein scheint. Für ihre weite Verbreitung zeugt ein Fundpunkt am Monte Gargano, den DI STEFFANO<sup>2)</sup> entdeckte, und der den obersten Raibler Schichten angehört. BORNEMANN beschreibt von der Insel Sardinien (vom Nuraxi-pranu im Gebiet von Iglesias im Südwesten Sardiniens) eine kleine Fauna aus unterem Muschelkalk, in der er eine *Myophoria Goldfussi* erwähnt und abbildet<sup>3)</sup>. TORNQUIST<sup>4)</sup>, der sich speziell mit der Erforschung der sardischen Trias beschäftigte, fand dieselbe Form auch im Nordwesten Sardiniens in der Nurra di Sassari am Monte Santa Giusta auf und stellt sie zu *Myophoria* cf. *vestita* KILIAN non. ALBERTI. Er identifiziert sie mit einer *Myophoria vestita*, die KILIAN aus andalusischen Triasschichten angibt. Die äußere Form, welche die Abbildung Pl. XXIV, Fig. 1 in KILIANS „Mission d'Andalousie“ (s. Lit. unter FOUQUÉ, S. 603) widergibt, weicht erheblich von der teruelischen *Myophoria* ab. In neuester Zeit gelang es TORNQUIST (s. Lit. 1909, S. 917) die echte *Myophoria vestita* ALBERTI in Catalonien nachzuweisen und zwar in Dolomiten, die über Keupermergeln liegen. TORNQUIST

<sup>1)</sup> Heiligkreuzer und Torer Schichten, Opponitzer Kalke.

<sup>2)</sup> Boll. del R. Comit. geol., 1895, Nr. 1, S. 23, Tav. I, Fig. 10 bis 19.

<sup>3)</sup> Boll. geol. d'Italia **12**, 1881, S. 267, Tav. VI, Fig. 1–6.

<sup>4)</sup> Sitzungsber. d. k. preuß. Ak. d. Wissensch. 1902, **35**, S. 816 und 826.

faßt deshalb diese Dolomite als Äquivalente des Hauptsteinmergels auf.

***Pecten* sp. ex. aff. *discites* v. SCHLOTH.**

(Taf. VI, Fig. 7.)

*Pleuronectites discites* v. SCHLOTHEIM, Petrefaktenk., S. 218, Nachträge, Taf. XXXV, Fig. 3a—c.

*Pecten discites* HEHL, GOLDFUSS; Petref. Germ. II, S. 73, Taf. 98, Fig. 10.

*Pecten discites* v. SCHLOTH.; GIEBEL, Lieskau, Taf. II, Fig. 3 u. 8, S. 18.

*Pecten discites* v. SCHLOTH.; QUENSTEDT, Petrefaktenk., 3. Aufl., S. 769, Taf. 59, Fig. 20.

*Pecten discites* v. SCHLOTH.; v. SCHAUROTH, Krit. Verzeichnis, Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien 1859, S. 283, Taf. II, Fig. 6a—c.

*Pecten discites* BRONN; v. SEEBACH, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1861, S. 575.

*Pecten discites* v. SCHLOTH.; v. ALBERTI, Überblick über die Trias, 1864, S. 73.

*Pecten discites* v. SCHLOTH., Lethaea geogn., II. Teil, 1. Trias, 1903—1908, Taf. 4, Fig. 9.

*Pecten discites* BR. WALTHER, 12 Tafeln, Taf. V, S. 26, Fig. 23 u. 23a.

Leider liegt mir nur ein äußerer Abdruck einer Klappe vor. Die anscheinend glatte Schale ist gleichseitig, flach und beinahe kreisrund. Die geringe Größe deutet möglicherweise auf eine Jugendform. Die oberen Schalen konvergieren unter einem Schloßwinkel von etwa 100°. Beide Ohren sind deutlich erhalten und zeigen eine bemerkenswerte Differenzierung. Das eine ist größer; sein seitlicher Rand verläuft fast senkrecht zum Schloßrand. Das andere kleinere Ohr ist nach außen abgeschragt; der Winkel, den der Seitenrand mit dem Schloßrand bildet, deshalb stumpf. Ein Byssusausschnitt ist nicht sicher erkennbar, so daß ich unsicher bin, ob es eine linke oder rechte Klappe ist.

Die Länge des Schloßrandes kommt der halben Klappenbreite gleich. Dadurch unterscheidet sich unser *Pecten* von der von BITTNER<sup>1)</sup> aufgestellten Varietät var. *microtis*<sup>2)</sup> von *Pecten discites*. Viel näher steht die spanische Form dem Haupttypus von *P. discites*, doch fehlen ihr die scharfen Leisten, welche auf der Innenseite die Ohren von der Wirbelpartie abgrenzen und auf Steinkernen als tiefe Eindrücke in die Erscheinung treten.

<sup>1)</sup> Versteinerungen aus den Triasablagerungen des Südussurigebietes in der ostsibirischen Küstenprovinz. Mém. d. Com. géol. Petersbourg 1899, vol. VII, Nr. 4, S. 2.

<sup>2)</sup> Neuerdings ist diese Form von v. WITTENBURG in *Pecten microtis* umgetauft worden. Neues Jahrb. f. Min. 1908, I, S. 20.

Dimensionen: Durchmesser  $7\frac{1}{2}$  mm.

Zahl der Stücke: 1.

Fundort: Boquete de Tranquera (südl. v. Alhama, a, 2/3).

***Pecten inaequistriatus* GOLDF.**

(Taf. VI, Fig. 8, 9, 10.)

*Pecten inaequistriatus* MÜNSTER; GOLDFUSS, Petref. Germ., Taf. 89, Fig. 1, S. 42.

*Pecten inaequistriatus* GOLDF.; GIEBEL, Lieskau, S. 21, Taf. 2, Fig. 18a, b, c.

*Pecten inaequistriatus* (GOLDF.) GIEBEL; v. SEEBACH; Weimarer Trias. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1861, S. 574.

*Pecten inaequistriatus* GOLDF.; STOPPANI, Petrif. d'Esino, S. 100, Taf. 21, Fig. 1.

*Pecten inaequistriatus* GOLDF.; v. LINSTOW, Die organischen Reste der Trias von Lüneburg. Jahrb. d. K. preuß. geol. Landesanst. 1903, 24, 2, S. 152.

I. Fundort (Taf. VI Fig. 8 u. 9).

Die zahlreichen Exemplare, die ich untersucht habe, stammen aus einer dünnen Bank krystallinen Kalkes unweit Royuela. Die im Verhältnis zu *Pecten Albertii* GOLDF. etwas gröbere und weitere Art der Berippung, das Fehlen einer scharfen Abgrenzung der Ohren gegen die Schale, der ganze äußere Umriß, der übrigens etwas variiert, lassen keinen Zweifel, daß die Form zu *Pecten inaequistriatus* GOLDF. zu stellen ist. Die wellige Biegung der Rippen, die für die Art charakteristisch ist, zeigen einige der Exemplare sehr schön. Da wo die Anwachsrunzeln die Radialrippen schneiden, kann sogar eine Knickung der Rippen eintreten. Gegen den Wirbel zu wird die Berippung immer feiner, der eigentliche Wirbelknopf läßt erst bei einiger Vergrößerung eine feine Linierung erkennen. Eine äußerst zarte, gleichmäßige Anwachsstreifung, zwischen die sich hier und da stärkere Anwachsrunzeln einschalten, bedeckt die Schale.

Es lassen sich Abweichungen vom gewöhnlichen Typus beobachten, die jedoch innerhalb der Variationsbreite liegen und z. T. durch verschiedene Altersstadien bedingt sind. So ist bei Jugendformen die Wirbelpartie viel stärker hervorgewölbt als bei ausgewachsenen; im Alter macht sich eine Verflachung der Schale bemerkbar. Bei einem Exemplar ist die Symmetrie der Schale merklich gestört; die Klappe ist also ungleichseitig, was sowohl an dem steileren Abfall der Schale nach der einen Seite wie auch an dem Verlauf der Radialberippung sichtbar wird (Taf. VI, Fig. 9). Es macht sich hier also die gleiche



diagonale Verzerrung bemerkbar, die BITTNER<sup>1)</sup> von *Pecten discites* SCHLOTH. var. *microtis* erwähnt und die auch die Abbildung Taf. II, Fig. 10 von *Pecten* ex aff. *Albertii* GOLDF. ebenda zeigt. Durch diese diagonale Verzerrung gewinnt die Pecten-schale etwas Ähnlichkeit mit einer *Lima*. DE VERNEUIL, der auf seiner Reise durch Spanien auch Royuela berührte, hat dort in den Triaskalken einen Zweischaler gesammelt, den er als *Lima espèce indéterminée* bezeichnet<sup>2)</sup>. Die Abbildung, die er beigibt, läßt jedoch kaum einen Zweifel daran, daß DE VERNEUILS Exemplar identisch mit *Pecten inaequistriatus* ist.

Ich habe bis jetzt einen wichtigen Punkt in der Beschreibung der Form unberührt gelassen, nämlich die Beschaffenheit der Ohren. Diese haben ja durch PHILIPPI'S Untersuchungen über die generische Stellung des *Pecten Albertii* GOLDF. eine besondere Bedeutung gewonnen. PHILIPPI hat in seinen „Beiträgen zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier“<sup>3)</sup> die nahe Verwandtschaft dieser Form mit jurassischen, fälschlich *Himmites* genannten Zweischalern bewiesen und für die ganze Gruppe den Namen *Velopecten* eingeführt. Für die Gattung *Velopecten* sind außer andern Merkmalen das merkwürdige Vorkommen immer nur einer dieser Schalen, und zwar nach PHILIPPI der linken charakteristisch. Die deutliche Differenzierung der Ohren bei den Exemplaren aus der deutschen Trias ermöglicht die Unterscheidung der beiden Schalen. Das linke Ohr ist meist größer und scharfeckig, der seitliche Rand ein wenig eingebuchtet; das rechte dagegen in der Regel kleiner und immer stumpfwinklig. Daran anschließend stellt PHILIPPI die Vermutung auf, daß die rechte Schale flach ist und einen tiefen Byssusausschnitt besitzt. Als Stütze dieser Behauptung führt PHILIPPI eine Beobachtung BITTNER'S an, daß sich bei einer dem *Pecten Albertii* sehr nahestehenden Form, dem *Pecten aeolicus* auf ein und demselben Handstück außer gewölbten linken Klappen ganz flache rechte mit großem Byssusausschnitt vorfanden.

Die kritische Durcharbeitung meines Materials nach den genannten Gesichtspunkten ergab folgende Resultate: Die Ohren sind an den spanischen Exemplaren fast gleich groß und auch sonst so wenig differenziert, daß sich darauf schwerlich eine sichere Unterscheidung von vorn und hinten, also auch

<sup>1)</sup> Südussurgebiet. Mém. d. Com. géol. Petersbourg, 1899, 7, 4, S. 2.

<sup>2)</sup> Coup d'œil s. L., S. 163, Pl. III, Fig. 2.

<sup>3)</sup> Diese Zeitschr. 1898, Bd. 50, H. 4, S. 597—622.



Die Ohren sind nicht erhalten, deshalb fällt der Entscheid über die Stellung zu *Velopecten* von selbst weg.

Zahl der untersuchten Stücke 4.

Fundort: Boquete de Tranquera (südl. von Alhama, a, 2/3).

Anderweitiges Vorkommen in Spanien: Am Jucar zwischen Cofrentes und Jalance (VON DE VERNEUIL als *Lima* bezeichnet).

### *Daonella?*

(Taf. VI, Fig. 11.)

Die fragmentäre Erhaltung des Stückes läßt eine sichere Bestimmung nicht zu. Es wäre auch möglich, daß eine *Pecten*-form vorliegt. In diesem Fall könnte man an *Pecten discites* denken. Herr Dr. MARTIN SCHMIDT in Stuttgart, der so freundlich war, mir sein Urteil über das Stück mitzuteilen, hält es für möglich, daß die Furchung der Oberfläche meines Steinkerns auf der bekannten Schalenstruktur des *Pecten discites* beruhen könne. In diesem Fall müßte sie durch eigenartige Abwitterung auf den Steinkern übertragen worden sein. Die typisch zickzackförmigen Streifensysteme<sup>1)</sup>, die für den *discites* besonders charakteristisch sind, kann ich an meinem Exemplar allerdings nicht einwandfrei beobachten. Trotz dieser Unsicherheit habe ich im Interesse meiner Nachfolger das Stück abgebildet und beschrieben, weil es sehr wichtig wäre, in der aragonischen Trias Daonellen zu haben.

Das einzige Exemplar ist, wie bereits gesagt, ein Steinkern. Nach einem Ring der Zuwachsstreifung und der Divergenz der Rippen zu schließen, dürfte der äußere Umriß etwas länger als hoch gewesen sein. Die Rippen stellen ebene, am Außenrand ungefähr 1 mm breite Schalenstreifen dar, die durch feine, aber scharf gezogene Furchen voneinander getrennt sind. Sehr spärlich schieben sich am Unterrand in ungleichen Abständen von den benachbarten Hauptfurchen Sekundärfurchen ein, die bald die Stärke der ersteren erreichen.

Vorkommen: Wulstdolomite Boquete de Tranquera (südl. v. Alhama, a, 2/3).

### *Terquemia complicata* GOLDF. sp.

(Taf. VI, Fig. 12.)

*Ostrea complicata*: GOLDF., Petr. Germ., Taf. 72, Fig. 3, S. 3.

*Ostrea complicata* GOLDF.<sup>2)</sup>; v. ALBERTI, Überblick über die Trias, S. 64.

<sup>1)</sup> MARTIN SCHMIDT, Das Wellengebirge von Freudenstadt, Taf. I, Fig. 2, Mittl. d. geol. Abt. d. K. württemb. stat. Landesamtes, Nr. 3, 1907.

<sup>2)</sup> Mit *Ostrea crista difformis* vereinigt.

*Terquemia complicata* GOLDF. sp.; NOETLING, Entwicklung d. Trias in Niederschlesien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, Taf. XIII, Fig. 2 u. 2a, S. 321. — BENECKE, Referat über NOETLING, Entwicklung d. Trias i. N. N. Jahrb. f. Min. 1881, II, S. 72. — PHILIPPI, Beitr. z. Morphologie u. Phylogenie d. Lamellibr. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, S. 613.

*Ostrea (Terquemia) complicata* GOLDF. sp.; PHILIPPI, Schwieberdingen. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemberg 1898, S. 150.

*Ostrea complicata* GOLDF.; WALTHER, 12 Tafeln; Taf. VI, Fig. 26, S. 27.

Die Systematik der triadischen, früher als „Austern“ bezeichneten Formen liegt noch sehr im argen. Es mag dies wohl auch daran liegen, daß der Formenwechsel bei derselben Art sehr stark ausgeprägt ist und von Zufälligkeiten abhängt wie der Form der Unterlage, auf der die eine Schale aufsitzt. Die einzelnen Arten, die ALBERTI aufführt, lassen sich, wie er selbst sagt, oft nur sehr schwer voneinander halten. Zudem ist es immer noch strittig, welcher Gattung eigentlich diese „Triasaustern“ angehören. NOETLING wies an prachtvoll erhaltenem Material aus dem niederschlesischen Schaumkalk nach, daß die Mehrzahl der deutschen „Triasaustern“ mit der rechten Schale aufwüchsen und deshalb zu der von TATE in WOODWARDS Manuel aufgestellten Gattung *Terquemia* zu stellen seien. BENECKE und ZITTEL (Grundzüge der Paläontologie, 1895) stellen *Terquemia* als Untergattung zu *Ostrea*, neuerdings befindet sich *Terquemia* bei ZITTEL (Grundzüge, 1903 u. 1910) unter den Spondyliden, wie bereits früher im Handbuch der Paläontologie (1885). FISCHER (im Manuel de Conchyliologie), DE LORIOI und STOLITZKA sehen die *Terquemien* als zahnlose Spondyliden an. PHILIPPI ist der Ansicht, daß die deutschen „Triasaustern“ weder unter der Gattung *Ostrea* noch unter *Terquemia* unterzubringen seien; denn einerseits verbiete das Aufwachsen mit der rechten Schale, sie mit den Austern zu vereinigen; denn für diese ist gerade das Aufwachsen mit der linken Schale ein konstantes Merkmal. Andererseits spreche die Skulptur, besonders bei „*Ostrea*“ *difformis*, und die breite Ligamentgrube gegen eine Vereinigung mit den jurassischen *Terquemien*. Immerhin seien die Beziehungen zu den *Terquemien* nähere als zu den Austern, und deshalb sei es vorderhand ratsam, die „Triasaustern“ bei *Terquemia* zu belassen.

Ich will nun zur Beschreibung der spanischen Form übergehen. Eines der Exemplare ist ungefähr 2 cm lang und 1,6 cm breit, ein anderes (siehe Taf. VI, Fig. 12) ist etwas kleiner. An dem ersteren, weniger gut erhaltenen habe ich 6—7 dicke ungeteilte Rippen von unregelmäßigem Verlauf gezählt. Die Anhaftstelle, rechts unterhalb des Wirbels gelegen, ist ein wenig

ausgehöhlt und ganz zart quer gestreift. Die Schale ist also eine rechte. Das andere kleinere auf Taf. VI, Fig. 12 abgebildete Exemplar ist nur wenig gewölbt. Leider ist es etwas von Gesteinsmasse überdeckt, so daß nur ein Teil der gerundeten Rippen zum Vorschein kommt. Über diese hinweg ziehen konzentrische Falten oder Blätter.

Am besten stimmen meine Exemplare in der Form der Rippen mit *Terquemia complicata* überein<sup>1)</sup>.

Zahl der Stücke: ein gut erhaltenes und mehrere schlecht erhaltene.

Vorkommen: Wulstdolomite Boquete de Tranquera (südl. v. Alhama, a, 2/3).

***Placunopsis teruelensis* spec. nov.**

(Taf. VI, Fig. 13a u. b.)

Der ganze Habitus der Form weist auf die Familie der *Anomiidae* hin. Bei diesen sind zwei Gattungen zu unterscheiden, *Anomia* und *Placunopsis*. Da ich eine Durchbohrung der Schale nicht nachweisen kann, stelle ich sie zu der von MORRIS begründeten Gattung *Placunopsis*. Leider liegen mir zum großen Teil nur Fragmente vor, die aber in ihrer Gesamtheit ein vollständiges Bild rekonstruieren lassen.

Die Form der dünnen Schale ist rundlich, der Durchmesser beträgt ungefähr 2,3—2,5 cm. Die eine Schale war jedenfalls festgewachsen; das geht aus einem Bruchstück hervor, an dem eine fast ebene, ganz schwach gestreifte Ansatzfläche sichtbar ist; diese setzt mit geradem Rand gegen die übrige Schale ab. Neben z. T. recht hochgewölbten Schalen finden sich flache, etwas kleinere Schalen, die wahrscheinlich der aufgewachsenen Klappe entsprechen; es liegt also sicher Ungleichklappigkeit vor. Die Wölbung der einen Schale ist bei einigen Exemplaren unregelmäßig und bucklig, bei anderen ziemlich gleichmäßig. Durch konzentrische, wulstig lamellös hervortretende Anwachsrunzeln wird die Schale in leichte Falten gelegt. Vom Wirbel ziehen über die Schale feine, radiale Streifen hin, die durch ebenso feine Zwischenräume getrennt sind. Der Muskeleindruck ist auf einem Steinkern als Erhöhung erhalten und fast kreisrund. Die Lage kann wegen

<sup>1)</sup> Ich schwankte einige Zeit, ob ich die Form zu *T. difformis* oder zu *T. complicata* stellen sollte. Herr Dr. MARTIN SCHMIDT überzeugte mich aber davon, daß die Merkmale wesentlich besser mit der *complicata* übereinstimmen.

der fragmentären Erhaltung des Stückes nicht bestimmt werden.

v. LINSTOW<sup>1)</sup> behauptet mit Bezug auf *Placunopsis ostracina* v. SCHLOTH., daß die in der Literatur<sup>2)</sup> erwähnte Radialstreifung sich an keinem der von ihm untersuchten Exemplare habe nachweisen lassen, und daß in den Fällen, wo davon die Rede sei, höchstwahrscheinlich eine Verwechslung mit schlecht erhaltenen Zweischalern, vermutlich *Velopecten Albertii* vorliege. Dasselbe gelte von den GIEBELSchen Arten *Placunopsis plana*, *gracilis* und *obliqua*. Von den zahlreichen Exemplaren in der Sammlung der geologischen Landesanstalt zu Berlin und im Museum für Naturkunde zeige kein einziges Radialstreifung. Dennoch ist die Vermutung v. LINSTOWS<sup>3)</sup>, feingerippte „Austern“ würden der germanischen Trias fehlen, wohl nicht ganz gerechtfertigt. Denn neuerdings beschreibt ZELLER aus den Flammendolomiten Südwestdeutschlands eine *Placunopsis* (N. Jahrb. f. Min., Beilagebl. 1908, S. 65, Taf. 1, Fig. 6), die er mit der von v. SCHAUROTH aufgestellten Art *P. orbica* v. SCHAUROTH identifiziert. Diese zeigt auf der Schale feine wellig verschobene Radiallinien. Von der spanischen Form unterscheidet sie sich außer durch ihre viel geringere Größe (8–10 mm) durch die ganz gleichmäßige Rundung und das Fehlen der Anwachswülste. Die eigentliche Heimat der feingestreiften „Austern“ lag aber im alpinen Triasmeere. Hier finden wir sie durch die von BENECKE<sup>4)</sup> beschriebene *Ostrea filicosta* aus dem Muschelkalk von Recoaro vertreten. BENECKE selbst hebt hervor, daß der ganze Habitus sehr an *Placunopsis* MORR. und LYC. erinnere. Diese Form steht jedenfalls der spanischen nahe. Jedoch ist sie durch die geringe Größe und den eiförmigen Umriß von ihr unterschieden.

Zahl der untersuchten Exemplare (z. T. Fragmente): 5.

Vorkommen: Fossilführende Schichten von Royuela.

***Gervilleia subcostata* GOLDF. sp. var. *falcata* ZELLER.**

(Taf. VI, Fig. 14 u. 15.)

*Avicula subcostata*; GOLDF., Petr. Germ., 2, S. 129, Taf. 117, Fig. 5.

*Gervilleia subcostata*; CREDNER, N. Jahrb. f. Min. 1851, S. 650, Taf. VI, Fig. 4a u. b.

<sup>1)</sup> Die org. Reste d. Trias v. Lüneburg. Jahrb. d. K. preuß. geol. Landesanst. 1903, H. 2, S. 151.

<sup>2)</sup> PHILIPPI, Schwieberdingen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemberg, 1898, S. 152.

<sup>3)</sup> Trias Lüneburg, S. 151.

<sup>4)</sup> Geogn. paläont. Beitr., 2, S. 33, Taf. II, Fig. 6–9.



*Bakewellia lineata* var. *subcostata* GOLDF. sp.; v. SCHAUROTH, diese Zeitschr. 1857, S. 110, Taf. 5, Fig. 12.

*Gervillia subcostata* GOLDF. sp.; v. ALBERTI, Überblick üb. d. Trias, 1864, S. 89.

*Gervillia? obliqua*; v. ALBERTI, Überbl. 1864, S. 89, Taf. 1, Fig. 5.

*Gervillia subcostata* GOLDF. sp.: PHILIPPI, Schwieberdingen. Jahresh. d. V. f. vaterl. Nat. Württemb., 1898, S. 158, Taf. IV, Fig. 8.

*Gervillia subcostata* sp; GOLDF.; ZELLER, Lettenkohle u. Keuper in Schwaben. Centralbl. f. Min. 1907, S. 27.

*Gervillia subcostata* GOLDF.; ZELLER, Lettenkohle u. Keuper in Schwaben. N. Jahrb. f. Min., Beilageb., 25, 1908, S. 72.

Die hier vorliegende *Gervilleia* gehört zu den radial gestreiften Formen. Wegen ihres ziemlich großen Achsenwinkels ( $42^\circ$ ), d. i. des Winkels, den der Schloßrand mit der Rückenlinie bildet, stelle ich sie zu *Gervilleia subcostata*. Die radiale Berippung ist am Steinkern durch feine Linierung angedeutet. An einem Exemplar habe ich 10 Rippen gezählt, doch dürfte die Zahl in Wirklichkeit größer sein, da der Steinkern jedenfalls nur die stärker ausgeprägten wiedergegeben hat. Bei einigen Exemplaren erkennt man eine spärliche konzentrische Anwachsstreifung, wodurch im Verein mit der Berippung eine leichte Kräuselung zustande kommt. Die Schalen differieren etwas in der Form. Bei einem kleinen Exemplar (Fig. 15) ist der Rücken zu einer leichten Kante zugeschärft und bricht nach oben steil ab; bei den andern (Fig. 14) ist der Rücken flacher und breiter und geht nach oben allmählich in den Hinterflügel über. Dieser ist breit und sichelförmig ausgezogen. Der Wirbel ist weit nach vorn gerückt und ragt (Fig. 15) um ein Beträchtliches über den geraden Schloßrand hinaus. Bei Fig. 14 dürfte er weniger weit hervorgeragt haben, doch ist er dort etwas von Gesteinsmasse bedeckt, so daß es in der Figur aussieht, als ob er nicht über den Schloßrand hinausgehe.

ZELLER unterscheidet nun mehrere Varietäten, unter denen var. *falcata* unserer Form am nächsten kommt. Zu var. *falcata* gehört auch das von GOLDFUSS abgebildete Exemplar (unter *Avicula subcostata*), das mit der spanischen Form in allem übereinstimmt. Die Größenverhältnisse der Schalen, ausnahmslos linke, sind gering; die Länge beträgt bei einem größeren Exemplar 1,5 cm, die Höhe 1 cm.

Die Hauptentwicklung dieser *Gervilleia* in Deutschland fällt in den obersten Muschelkalk und den Lettenkohlenkeuper. CREDNER erwähnt ihr Vorkommen aus der Lettenkohlengruppe und den sie überlagernden Dolomiten in Thüringen; in Süddeutschland findet sie sich im Keuperdolomit bei Schweinfurt, im Keupersandstein bei Sinsheim, im Dolomit des obersten Muschelkalks bei Rottweil. v. SCHAUROTH beschreibt sie aus

der Lettenkohlenformation von Koburg. PHILIPPI führt sie aus den dem unteren Trigonodus-Dolomit äquivalenten Schichten von Schwieberdingen an und schließlich konnte ZELLER ihre Verbreitung in den Flammendolomiten Südwestdeutschlands nachweisen. Eine Spielart var. *tenella* findet sich im obersten Muschelkalk von Elsaß-Lothringen.

Zahl der untersuchten Stücke: 5.

Fundort: Unterer Muschelkalk, Becken von El Frasno (c, 2).

***Gervilleia* cf. *Goldfussi* v. STROMB. sp.**

(Taf. VI, Fig. 16.)

*Pterinea Goldfussi*; v. STROMBECK, diese Zeitschr., 1849, S. 189.

*Bakewellia costata* var. *Goldfussi* v. STROMB. sp.; v. SCHAUROTH, diese Zeitschr., 1857, 9. S. 106, t. 5, f. 5.

*Gervilleia Goldfussi* v. STROMB. sp.; PHILIPPI, Schwieberdingen, Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 54, 1898, Taf. IV, Fig. 6 u. 7, S. 156.

*Gervilleia Goldfussi*; FRANTZEN, Jahrb. d. geol. L.-Anstalt, Berlin 1892, S. 171.

Mit diesen radialgestreiften *Gervilleien* vergesellschaftet, sammelte ich Steinkerne von glatten *Gervilleien*. Es lag zuerst nahe, anzunehmen, daß der Steinkern die äußere Skulptur nicht überliefert habe, und sie mit *Gervilleia subcostata* zu vereinigen. Aber es ist doch zunächst kein triftiger Grund vorhanden, warum bei 5—6 Exemplaren die Berippung auf dem Steinkern gut erhalten bleiben, bei zwei anderen aber ganz fehlen sollte, ohne daß Übergänge vorhanden seien. Daß aber hier wirklich eine verschiedene Art vorliegt, das geht auch aus gewissen Unterschieden in der Form der Schale hervor. Es liegen nur zwei rechte Klappen vor. Als solche sind sie durch flache Wölbung der Schale gekennzeichnet. Der Achsenwinkel beträgt 45°. Die Rückenlinie verläuft fast gerade nach hinten. Die Abdachung nach oben geht ganz allmählich in den Hinterflügel über. Etwas steiler ist die nach unten. Die Wirbelpartie tritt wenig hervor, der Wirbel selbst ragt nicht über den Schloßrand hinaus. Der Hinterflügel ist breit ausgebildet, sein Hinterrand steht fast senkrecht auf dem Schloßrand und läßt keine Ausbuchtung erkennen. Parallel dem Schloßrand, dicht unter ihm verläuft eine schmale Furche, die allerdings auf der Abbildung nicht zum Ausdruck kommt.

Daß diese Form mit den angegebenen Merkmalen zum *costata*-Typus gehört, das unterliegt keinem Zweifel. PHILIPPI hat gelegentlich der Beschreibung der Schwieberdinger Fauna von der echten *Gervilleia costata* eine *Gervilleia Goldfussi* abgeglie-

dert, die bereits v. STROMBECK als *Pterinea Goldfussi* beschrieben, später aber von v. ALBERTI und andern wieder mit *G. costata* vereinigt worden war. *G. Goldfussi* unterscheidet sich von *costata* nur durch den Mangel der Radialberippung. Da mir nur Steinkerne zur Verfügung stehen, so ist die Zugehörigkeit zu der einen oder der andern der beiden Spezies nicht ganz sicher zu unterscheiden. Ich stelle sie daher nur mit Vorbehalt zu *Gervilleia Goldfussi*.

Zahl der untersuchten Exemplare: 2.

Fundort: Becken von El Frasnó. (c, 2).

***Gervilleia costata* var. *contracta* v. SCHAUR. sp.**

(Taf. VI, Fig. 17 u. 18.)

*Bakewellia costata* SCHLOTH. sp. var. *contracta* v. SCHAUROTH, Lettenkohlenformation, Koburg. Diese Zeitschr., 1857, S. 105, Taf. V, Fig. 3.

In den fossilführenden Schichten von Royuela finden sich linke Klappen einer kleinen *Gervilleia*, die CORTAZAR (s. Lit. 1885, S. 84) unter dem Namen *Avicula Bronnii* ALB. aufführt. *Avicula Bronnii* ist von v. ALBERTI mit *Gervilleia costata* vereinigt worden. Charakteristisch ist für die spanische Form der sich nach hinten stark verbreiternde Rücken und die starke Verkürzung der Schale. Sie ist nämlich so wenig nach hinten verlängert, daß der diagonale Durchmesser die Höhe nicht sehr stark übertrifft ( $10:6\frac{1}{2}$ ). Die unvollständig erhaltene Schale ist glatt und nur mit schwachen Anwachslineien bedeckt. Auffallend ist der große Achsenwinkel von  $45^\circ$ . Der Wirbel ragt nur wenig über den Schloßrand hinaus. Der breite hintere Flügel springt hakenartig vor. Der Vorderteil der Schale liegt viel tiefer als die vor ihm aus steil aufsteigende Hauptwölbung. Wie ein Exemplar zeigt, ist die Schale mit dachziegelartig abgesetzten Anwachsbandern bedeckt.

Die angegebenen Merkmale verweisen diese *Gervilleia* in die Formengruppe der *G. costata*. Sie stimmt mit der von v. SCHAUROTH abgegliederten Varietät var. *contracta* ziemlich überein.

Zahl der untersuchten Exemplare: 3.

Fundort: Royuela.

***Gervilleia* sp.**

In den Fucoidendolomiten an der Boquete de Tranquera habe ich schlecht erhaltene Exemplare einer *Gervilleia* gesammelt. Eine genauere Bestimmung ist nicht möglich.

*Nucula Goldfussi* v. ALBERTI

(Taf. VI, Fig. 19 a, b u. 20.)

*Nucula cuneata* MSTR.; GOLDFUSS, Petr. Germ. 2, S. 152, Taf. 124, Fig. 13.*Nucula cuneata* GOLDF.; GIEBEL, Lieskau, S. 45, Taf. 6, Fig. 7 a b.*Nucula Goldfussi*; v. ALBERTI, Überblick, S. 101.*Nucula Goldfussi* v. ALB.; PHILIPPI, Schwieberdingen; Jahresh. d. V. f. vaterl. Naturk. in Württemb. 1898, S. 176, Taf. VII, Fig. 7.*Nucula Goldfussi* v. ALB. var.; FRECH, Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, I. B., 1. Teil, 1904, S. 13.*Nucula Goldfussi* v. ALB.; v. LINSTOW, Trias von Lüneburg, Jahrb. d. K. preuß. geol. Landesanstalt 1903, 24, 2, S. 156, Taf. 12, Fig. 17.

Alle Merkmale der Form stimmen mit *Nucula Goldfussi* v. ALB. überein. Der Umriß ist dreiseitig. Der Schloßrand bildet einen Winkel von 75°. Die Höhe des einen Exemplars beträgt 5 mm, die Länge 5½ mm. Der Hinterrand fällt vom Wirbel steil ab und geht in breitem Bogen in den Unterrand über. Der Unterrand ist schwach konvex gekrümmt, der Übergang in den Vorderrand ist eine sanft abgerundete Linie. Der spitze Wirbel ist stark nach der Hinterhälfte gerückt<sup>1)</sup>. Der vordere Muskeleindruck tritt auf dem Steinkern leistenartig hervor. Von ihm aus verläuft || dem Schalenrand ein konzentrischer Streifen, der durch flachere Wölbung scharf von der übrigen Oberfläche abgesetzt ist. Sein oberer Saum kann wohl als der Verlauf der Mantellinie gedeutet werden. Der vor dem Wirbel gelegene Schloßrand ist fast doppelt so lang als der hinter dem Wirbel gelegene, beide sind mit senkrecht zum Schloßrand stehenden taxodonten Zähnen besetzt. An dem einen Exemplar habe ich am vorderen Schloßrand 7—8 Zähne gezählt. Sie werden um so kleiner und schmaler, je mehr sie dem Wirbel genähert sind. Zwischen der vorderen und der hinteren Zahnreihe liegt, an dem einen Exemplar deutlich erkennbar, der Steinkern der ziemlich großen inneren Ligamentgrube. Ich stelle die Form daher zu *Nucula*, da die von BITTNER<sup>2)</sup> aus den Cassianer Schichten beschriebenen,

<sup>1)</sup> Nach den Lehrbüchern von ZITTEL und STEINMANN, ebenso nach K. WALTHER (12 Tafeln . . .) ist bei *Nucula* der hintere Schloßrand der längere. COOKE (COOKE, SHIPLEY and REED, Molluscs and Brachiopods; The Cambridge Natural History, S. 269) u. WOODWARD (Manuel de Conchyliologie, Paris 1870, S. 440), ebenso STROMER v. REICHENBACH (Lehrb. d. Paläozoologie I, S. 200) betonen aber ausdrücklich, daß die Wirbel bei *Nucula* nach hinten gewendet sind. Danach ist bei *Nucula* der kürzere Schloßrand der hintere, der längere der vordere. Auch BITTNER weist darauf hin (Lamellibr. v. St. Cassian, S. 133, Fußnote).

<sup>2)</sup> Rev. d. Lamell. v. St. Cassian 1895, Abh. d. K. k. geol. R., 18, 1, S. 134.

früher nur als paläozoisch bekannten Arten der Gattung *Palaeoneilo* keine derartige Ligamentgrube besitzen.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 2.

Fundort: Unterer Muschelkalk, Becken von El Frasno. (c, 2).

***Schaphäutlia* (= *Gonodon* SCHAFH.) *Schmidii* GEIN. sp.**

(Taf. VI, Fig. 21 a u. b.)

*Arca?* *Schmidii*; GEINITZ, N. Jahrb. f. Min. 1842, S. 577, Taf. 10, Fig. 9.

? *Venus ventricosa*; DUNKER, Paläontogr. I, S. 301, Taf. 35, Fig. 8.

*Pholadomya Schmidii*; v. SEEBACH, diese Zeitschr., 1861, **13**, S. 635.

*Lucina Schmidii*; v. ALBERTI, Überblick S. 145, Taf. IV. Fig. 1.

*Unicardium Schmidii* GEIN. sp.; PHILIPPI, Schwieberdingen, Jahr. d. V. f. vaterl. Nat. Würt. 1898, S. 175, Taf. V, Fig. 9.

*Unicardium Schmidii* GEIN. sp.; K. WALTHER, 12 Tafeln, S. 32, Taf. VII, Fig. 42.

*Unicardium Schmidii* GEIN. sp.; ZELLER, Beitr. z. Kenntn. d. Lettenkohle u. d. Keupers in Schwaben. Centralb. f. Min 1907, S. 47.

*Unicardium* (= *Gonodon*) *Schmidii* GEIN. sp.; ZELLER, Beitr. z. K. d. Lettenkohle u. d. Keupers in Schwaben. N. Jahrb. f. Min., Beilageb. **25**, 1908, S. 105.

Der Umriß der Schale ist elliptisch, die Schale selbst stark gewölbt. Hinter- und Vorderrand sind sanft abgerundet. Der Schloßrand verläuft ziemlich geradlinig. Der fast, aber nicht genau mittelständige Wirbel, der über den Schloßrand eingekrümmt ist, hebt sich stark aus der Schale hervor. Die Höhe des einen Exemplars beträgt 11 mm, die Länge etwa 13–14 mm. Eine Verletzung hindert, letztere genau zu bestimmen. Das Verhältnis von Länge zu Höhe beträgt etwa  $\frac{14}{11} = 1,27$ .

Meine Exemplare decken sich am besten mit der Abbildung v. ALBERTIS von *Lucina Schmidii*, die PHILIPPI (Schwieberdingen) mit der *Arca Schmidii* von GEINITZ, der *Venus ventricosa* von DUNKER, der *Pholadomya Schmidii* von v. SEEBACH unter *Unicardium Schmidii* GEIN sp. vereinigt. Ob diese alle untereinander identisch sind, mag dahingestellt bleiben. Die Abbildungen wenigstens weisen bedeutende Unterschiede auf. Die Art ist, wie PHILIPPI hervorhebt, bald diesem, bald jenem Genus zugeteilt worden. Erst in neuester Zeit will sie ZELLER auf Grund eines Steinkerns aus der Straßburger Sammlung, der unter dem Wirbel zwei scharfe unter stumpfem Winkel auseinander gespreizte Leisten zeigt, zu *Gonodon* stellen. *Unicardium Schmidii* würde dadurch in nahe Beziehung zu der GIEBELSchen *Astarte Antoni* GIEB. treten, die SALOMON<sup>1)</sup> mit

<sup>1)</sup> Palaeontographica **42**, 1895, S. 169.

dem alpinen *Gonodon planum* MÜNST. sp. identisch erklärt. Da an den spanischen Exemplaren das Schloß nicht herauspräpariert werden kann, so sind die Beziehungen zu *Gonodon*, mit dem sie äußerliche Ähnlichkeit besitzen, unbekannt.

Der Genusnamen *Gonodon* ist übrigens von COSSMANN in *Schafhäutlia* umgewandelt worden<sup>1)</sup>, so daß also *Gonodon Schmid* GEIN. sp. in *Schafhäutlia Schmid* GEIN. sp. umgetauft werden muß.

Die Verbreitung von *Schafhäutlia Schmid* erstreckt sich nach PHILIPPI über den ganzen Muschelkalk und greift nach ZELLER auch auf die Lettenkohle, wenigstens im südwestlichen Deutschland über.

Zahl der untersuchten Stücke: 2.

Fundort: Muschelkalk, Monterde (b, 3).

***Myoconcha Goldfussi* DUNK. sp. var. *hispanica* var. nov.**

(Taf. VI, Fig. 22 u. 23.)

*Modiola Goldfussi* DUNK.; Kasseler Schulprogramm S. 11, 1849.

*Myophoria modiolina* DUNK.; ebenda S. 15, 1849.

*Modiola gastrochaena* DUNK.; Übersicht d. Arbeiten u. Veränderungen der Schlesischen Gesellschaft, S. 72, 1849.

? *Clidophorus Goldfussi* DUNK. sp. var. *genuina et plicata* v. SCHAUR. v. SCHAUROTH, diese Zeitschr. IX, 1850, S. 113 u. 114, Taf. 6, Fig. 10, 12.

*Modiola gastrochaena*; DUNKER, Paläontogr. 1, 1851, S. 296, Taf. 35, Fig. 12.

*Myoconcha Goldfussi*; BERGER, N. Jahrb. f. Min. 1859, S. 169, Taf. 3, Fig. 9.

*Myoconcha Goldfussi* DUNK. sp.; ECK, Rüdersdorf. S. 90, Taf. 1, Fig. 6 u. 6a.

*Myoconcha gastrochaena* GIEB. sp.<sup>2)</sup>; PHILIPPI, Schwieberdingen. Jahresh. d. V. f. vaterl. Naturk., 1898, S. 163, Taf. 5, Fig. 4 u. 4a. Vergl. auch SALOMON; Marmolata Paläontograph., 42, 1895, S. 158.

PHILIPPI (Schwieberdingen) und schon vor ihm SEEBACH haben die Identität von *Pleurophorus* KING und *Myoconcha* SOW. an der Übereinstimmung der Schloßelemente festgestellt und deshalb die Einziehung des Genus *Pleurophorus* zugunsten von *Myoconcha* gefordert. PHILIPPI hat ferner die Zugehörigkeit der Gattung *Myoconcha* zu der Familie der *Carditiden* oder *Astartiden* nachgewiesen. ECK (Rüdersdorf) unterscheidet unter

<sup>1)</sup> Revue critique; Bd. I, 1897, p. 51.

<sup>2)</sup> Die hier abgebildete Form dürfte, worauf auch ZELLER (N. Jahrb. f. Min. 1908, Beilageband S. 105) aufmerksam macht, jedenfalls auch zu der *M. Goldfussi* gehören.



den deutschen Muschelkalkformen vier gut charakterisierte Arten. Die zwei Exemplare, die ich in Mergeldolomiten bei Monterde gesammelt habe, stehen der *Myoconcha Goldfussi* sehr nahe. Sie wird von Eck folgendermaßen definiert: „Myoconchen mit dreieckigem Umriß, schwache Buchtung des Unterrandes und zwei nach hinten verlaufenden Kanten.“

Die Dimensionen der spanischen Stücke sind sehr gering; das eine (Fig. 23) ist 9 mm lang und  $4\frac{1}{2}$  mm hoch, das andere (Fig. 22) 10 mm lang, die Höhe infolge Verdrückung nicht feststellbar. Ich glaube, daß die spanischen Exemplare ausgewachsenen Individuen angehörten. Auch die übrigen mit meinen Stücken zusammen vorkommenden Muscheln sind sehr klein, so daß man die betreffende Fauna geradezu als eine Mikrofauna bezeichnen kann.

Der Schalenumriß ist länglich-oval. Vom Wirbel, der fast terminal liegt, zieht eine deutliche Kante nach der hinteren unteren Ecke. Vor dieser Hauptkante beobachtet man eine flache Depression, die vom Wirbel bis zum Unterrand reicht. Eine zweite viel schwächere Kante, die erst in gewisser Entfernung vom Wirbel beginnend nach der Mitte des Hinterrandes verläuft, schließt mit der Hauptkante ein fast ebenes langdreieckiges Feld ein. Der Unterrand biegt da, wo die Hauptkante auftritt, in ziemlich spitzem Winkel in den Hinterrand um. Dieser erleidet am Schnittpunkt mit der zweiten Kante eine ganz leichte Knickung und geht dann mit stumpfem Winkel in den geraden Schloßrand über. Der vordere Rand ist zu einem schnabelartigen spitzen Fortsatz ausgezogen, welcher den vorderen Muskelabdruck trägt. Durch eine erhöhte Leiste, die sich auf den Steinkernen, die mir vorliegen, als schmaler Einschnitt markiert, ist der Muskel nach hinten abgegrenzt. Das Schloß konnte leider an beiden Exemplaren nicht beobachtet werden.

In den Hauptmerkmalen, welche *Myoconcha Goldfussi* charakterisieren, stimmen also die spanischen Exemplare vollständig mit ihr überein. Nur durch die geringe Größe und den schnabelartigen, vorderen Fortsatz, der etwas spitzer und länger ausgezogen ist, als es die Abbildungen von *Myoconcha Goldfussi* bei Eck erkennen lassen, unterscheiden sie sich von ihr. Immerhin berechtigen diese Unterschiede durchaus nicht, eine neue Species aufzustellen; ich möchte darum die spanische Form nur als Varietät von *Myoconcha Goldfussi* bezeichnen und sie mit dem Namen var. *hispanica* belegen.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 2.

Vorkommen: Oberer Muschelkalk, Monterde (b, 3).

*Pleuromya hispanica* spec. nov.

(Taf. VI, Fig. 24.)

Die Bestimmung dieser indifferenten Formen, die in ungeheurer Zahl als Steinkerne die mergeligen Bänke der oberen Horizonte des Muschelkalkes im Triaszug von Alhama erfüllen, ist mit ziemlichen Schwierigkeiten verbunden, zumal die Erhaltung nicht besonders günstig ist. Die Breite des Exemplares, das ich beschreibe, beträgt etwa 11 mm, die Höhe 8 mm. Die Schale ist flach gewölbt, ihr Umriß länglich oval. Der Vorderrand ist gleichmäßig gerundet, die Hinterseite gerundet-eckig. Der Wirbel, der in dem ersten Drittel der Schalenlänge liegt, ist nach vorn umgebogen und ragt etwas über den Schloßrand hinaus. Vom Wirbel verlaufen zwei etwas konkav nach hinten gekrümmte schwache Kanten; die eine, die Diagonalkante nach der hinteren Ecke des Schalenrandes, die andere nach der unteren Hälfte des Hinterrandes. Dieser steigt hinter dieser letzteren Kante flacher zum Wirbel auf als der Schalenkörper vor ihr.

Gegen den Schalenrand hin grenzt diese zweite obere Kante ein schmales Schildchen ab, das nach innen zu einfällt. Die Skulptur der Schale besteht aus einer auch auf Steinkernen noch gut sichtbaren Anwachsstreifung. Da Eindrücke von Muskelleisten vollständig fehlen, können die Formen nicht zu den äußerlich ähnlichen Myophorien gehören.

Die verschiedenen Exemplare variieren etwas in der Ausbildung des Wirbels, der sich bald mehr zapfenartig über den Schloßrand heraushebt, bald undeutlich von der übrigen Schale abgesetzt ist. Meines Erachtens sind diese Unterschiede nur durch den Erhaltungszustand und zwar durch Verdrückung bedingt.

Die Abbildungen von *Anodontophora fassaensis* WISSM. (BITTNER, Südustrigebiet, S. 22, Taf. III, Fig. 28—33) kommen der spanischen Form nahe; doch ist bei dieser die vordere Schulter deutlicher vom Wirbel abgesetzt.

Gewisse Beziehungen verrät die Form auch zu *Pleuromya Ecki* PHILIPPI (Schwieberdingen, Taf. VII, Fig. 4); nur ist bei dieser die Kante, die vom Wirbel nach der hinteren Ecke verläuft, zu schwach ausgeprägt.

Da ich die spanischen Exemplare mit keiner aus der deutschen Trias beschriebenen Myaciten-Art identifizieren kann, so empfiehlt es sich, einen neuen Namen zu wählen. Ich benenne sie deshalb *Pleuromya hispanica*, ohne jedoch die sichere Zugehörigkeit zu dieser Gattung beweisen zu können. Indes

ist es bei dem Erhaltungszustand unmöglich, zu entscheiden, ob sie nicht besser zu *Myophoriopsis* zu stellen wäre.

Zahl der Stücke: über 20.

Fundort: Boquete de Tranquera (südl. von Alhama, a, 2/3).

? *Pseudocorbula gregaria* PHILIPPI.

(Taf. VI, Fig. 25 u. 26.)

In Royuela bedecken dicht gedrängte kleine dreieckige Schälchen die Schichtflächen ganz in der Weise und ganz mit dem Aussehen wie das *Pseudocorbula gregaria* im deutschen Muschelkalk tut. Ich würde deshalb nicht zögern, die spanische Form mit der genannten Art zu identifizieren, wenn nicht die große Entfernung der beiden Triasgebiete und die wenig differenzierte Form der Art einige Skepsis auferlegten. Ich will sie deshalb als ? *Pseudocorbula gregaria* bezeichnen und damit ihre äußerliche Übereinstimmung mit der deutschen Art zum Ausdruck bringen.

Der Typus der Art ist  $5\frac{1}{2}$  mm hoch und 7 mm lang. Der Umriß ist ausgesprochen dreiseitig; der Schloßwinkel ist meist etwas größer als ein rechter und beträgt im Durchschnitt 90—100°. Die konkave Vorderseite springt schnabelartig vor; der Unterrand ist schwach konvex. Durch eine scharfe Kante, die vom Wirbel etwas konvex nach außen nach der Hinterecke verläuft, wird ein hinteres steil abfallendes Schalenfeld von der übrigen Schale abgegrenzt. Die Schale ist stark gewölbt; einen Unterschied in der Wölbung der beiden Klappen konnte ich nicht wahrnehmen. Der Wirbel ist schwach nach vorn eingebogen.

Fundort: Royuela.

*Myacites mactroides* v. SCHLOTH.

(Taf. VI, Fig. 27.)

*Myacites mactroides*; v. SCHLOTHEIM, Petref. S. 178, Nachträge S. 109 Taf. 33, Fig. 4 a b.

*Myacites mactroides* v. SCHLOTH.; v. SCHAUROTH, Kritisches Verz., Sitzungsber. d. K. Ak. d. W., Wien, 1859, S. 328, Taf. 2, Fig. 18.

*Thracia mactroides* v. SCHLOTH.; v. SEEBACH, Weimarer Trias. Diese Zeitschr., 1861, S. 636, Taf. 15, Fig. 5 a, b, c.

*Thracia mactroides* v. SCHLOTH.; v. ALBERTI, Überblick, S. 142.

Der ganze Habitus verweist die Form zu den *Myaciten*. Für die Zugehörigkeit zu dieser Gattung spricht auch die Verschiebung der Schalen gegeneinander, ein Erhaltungszustand,

wie er ja gerade für diese zahnlosen Formen charakteristisch ist. Das einzige zweiklappige Exemplar, das mir vorliegt, mißt 22 mm in der Länge, 12 mm in der Höhe, 8 mm in der Dicke. Die Schale ist quer verlängert und namentlich stark nach hinten ausgezogen, so daß der Wirbel in das vordere Drittel der Schale zu liegen kommt. Der Schloßrand verläuft nach hinten zuerst gerade und biegt dann in den gleichmäßig konvexen Hinterrand um. Vom Wirbel zieht etwas schräg nach unten eine ganz flache Depression, die sich auf dem schwach konvexen Stirnrand als Einbuchtung markiert. Eine flach gerundete Kante, die nach dem Hinterrande verläuft, grenzt ein tiefer liegendes Feld von der übrigen Schale ab. Die Wirbel sind genähert und schwach nach hinten gekrümmt. Der Steinkern zeigt deutliche unregelmäßige Anwachsstreifen.

Die Form stimmt fast genau mit der Abbildung v. SCHAUROTHS von *Myacites mactroides* überein. v. SEEBACH stellt diesen Myaciten zur Gattung *Thracia*. Da jedoch v. SEEBACH weder der Schloßbau bekannt war, noch auch sein abgebildetes Exemplar die für *Thracia* charakteristische Ungleichklappigkeit zeigt, so scheint mir diese Bestimmung, die lediglich auf die vom Wirbel ausstrahlenden feinen Punktstreifen gegründet ist, zum mindesten unsicher. Ich ziehe daher vor, für das spanische Exemplar den alten Namen beizubehalten, zumal auch v. ALBERTI erwähnt, daß *Thracia mactroides* in „*Anoplophora musculoides*“ überzugehen scheine.

Zahl der untersuchten Exemplare: 1.

Fundort: Mergeldolomite, Morés-Brea (b, 2).

***Myacites elongatus* v. SCHLOTH = *Myacites compressus* SANDB.**

(Taf. VI, Fig. 28.)

*Myacites elongatus*; v. SCHLOTHEIM, Nachträge z. Petref., S. 109, Taf. 33, Fig. 3.

*Myacites elongatus* v. SCHLOTH.<sup>1)</sup>; v. ALBERTI, Überblick, S. 136.

*Myacites compressus* SANDB. } ZELLER, Beitr. z. Kenntn. d. Lettenkohle  
*Myacites elongatus* autorum }  
 u. d. Keupers i. Schwaben. N. Jahrb. f. Min., Beilageb. 25, 1908, S. 84.

Eine etwas verlängerte Varietät der *Anodontophora musculoides* habe ich bei Royuela gesammelt. Sie deckt sich, abgesehen von den absoluten Größenverhältnissen, genau mit der Abbildung von v. SCHLOTHEIMS *Myacites elongatus*. v. ALBERTI

<sup>1)</sup> Mit *Anoplophora musculoides* vereinigt.

stellt *Myacites elongatus* zu „*Anoplophora*“ *musculoides*; ich behalte mit ZELLER den alten Namen bei.

Der Steinkern ist 22 mm lang, 11 mm hoch. Die Form ist schnabelartig nach hinten verlängert; der Wirbel liegt an der Grenze zwischen erstem und zweitem Drittel der Schalenlänge, also weit nach vorn. Der Schloßrand verläuft nach hinten fast ganz gerade. Der breite Wirbel ragt etwas über ihn hinaus. Auch bei dieser Form läßt sich unter dem Wirbel eine breite, flache, radiale Depression beobachten, die namentlich am unteren Ende hervortritt. Auf dem abgeriebenen Steinkern treten schwache Andeutungen einer konzentrischen Anwachsstreifung hervor.

Zahl der untersuchten Exemplare: 1.

Fundort: Royuela.

### *Anodontophora* cf. *canalensis* CAT. sp.

*Tellina* (*Myacites*) *canalensis*; v. SCHAUROTH, 1859, Sitz. der K. Ak. d. Wiss., Wien, S. 47.

*Anodontophora* (*Myacites* aut.) *canalensis* CAT. sp.; BITTNER, Verstein. d. Triasabl. d. Südustrigebietes. Mém. du Com. géol., 1899, vol. VII, S. 23, Taf. III, Fig. 34—38.

*Anodontophora canalensis* CAT. sp. PHILIPP: Pal.-geol. Unters. aus d. Geb. v. Predazzo; diese Zeitschr., 56, 1904, S. 52, Taf. II, Fig. 1.

Die schlecht erhaltenen Stücke lassen eine ganz sichere Bestimmung nicht zu. Die eben erkennbare Depression, die vom Wirbel nach dem Stirnrand zieht, die flügelartige Verlängerung des hinteren Schalentheiles und der stärkere Abfall der Schale hinter dem Wirbel bringen das Exemplar in Beziehung zu *Anodontophora canalensis*. Diese Art, deren selbständige Stellung von v. ALBERTI und v. SCHAUROTH angezweifelt wurde, hat PHILIPP auf einer Platte neben *Myacites fassaensis* gesammelt; er betrachtet sie auf Grund der Konstanz ihrer Merkmale als deutlich unterschiedene Form. Die Größenverhältnisse meines Exemplars sind viel geringer als die des PHILIPPSchen Originals.

Dimensionen: Länge 18 mm, Höhe 12 mm.

Fundort: Unterer Muschelkalk, Becken von El Frasnó (c, 2).

### *Myacites* sp.

In den Kalken von Royuela habe ich einen Myaciten gesammelt, der mit der vorher beschriebenen Form nahe verwandt ist, sich jedoch durch bedeutendere Aufwölbung der Schale und durch schwache Andeutung einer vom Wirbel nach

hinten ziehenden Kante von ihm unterscheidet. Auch fehlt ihm die vom Wirbel zum Ventralrand verlaufende flache Einsenkung.

***Velopecten?* sp. ind.**

(Taf. VII, Fig. 1.)

In der Pectenbank von Royuela findet sich ein Zweischaler, der nicht die ungewöhnlich reiche Entwicklung des *Pecten inaequistriatus* erreichte und sich nur in zwei Exemplaren fand. Dem ganzen Habitus nach erinnert er wohl an *Velopecten Albertii* und an kleine „*Placunopsis*“-Arten, wie sie GIEBEL aus dem Lieskauer Muschelkalk beschrieben hat. Doch hat gerade in letzter Zeit v. LINSTOW gewichtige Zweifel an der Zugehörigkeit dieser Formen zu *Placunopsis* geäußert.<sup>1)</sup>

Das einzige größere Exemplar, das mir vorliegt, zeigt gleichmäßige, starke Wölbung, viel stärker als *Velopecten Albertii*, namentlich in der Wirbelgegend, die dadurch deutlich aus der übrigen Schalenpartie heraustritt. Der Wirbel ist an dem abgebildeten Stück deutlich etwas nach rechts eingekrümmt, was in der Abbildung leider nicht hervortritt. Der Umriß ist, wie sich aus den Anwachsstreifen erkennen läßt, rundlich, die Schale selbst gleichseitig. Äußerst feine Radialstreifen, ähnlich denen der großen *Placunopsis teruelensis*, die sich in denselben Schichten findet, strahlen vom Wirbel in etwas zitterigem Verlauf nach dem Schalenrand aus. Sie erleiden durch die wenigen konzentrischen Anwachsurchen eine kurze Unterbrechung, meistens auch eine seitliche Verschiebung. Die absoluten Größenmaße kann ich nicht angeben, da die Exemplare nicht vollständig erhalten sind.

Zahl der untersuchten Exemplare: 2.

Fundort: Royuela.

***Schafhäutlia?* sp. ind.**

(Taf. VII, Fig. 2 a u. b)

Aus den Mergeldolomiten des oberen Muschelkalkes liegt mir ein gut erhaltener Zweischaler von ziemlich indifferenter Form vor, über dessen generische Stellung ich im Zweifel bin. Ich erwähne ihn nur der Vollständigkeit halber und gebe auch eine Abbildung von ihm.

Fundort: Oberer Muschelkalk Morés-Bréa (b, 2).

<sup>1)</sup> Siehe S. 108.



*Lingula polariformis* sp. nov. ex. aff. *polaris* LUNDGREN.

Taf. VII, Fig. 3 und 4.)

Vergleiche BRITNER: Triasablag. d. Südustrigebietes. Mém. du Com. géol. 1899, Vol. 7, Taf. IV, Fig. 1—7, S. 25.

J. BÖHM: Obertriadische Fauna der Bäreninsel. Kungl. Svenska Vetenskaps Akad. Handl. 37, Nr. 3, 1903, Taf. I, Fig. 7, 8, 9.

Diese *Lingula*, die mir in einem vortrefflich erhaltenen Exemplar und mehreren Bruchstücken vorliegt, zeigt im Vergleich mit dem Durchschnitt unserer deutschen triadischen *Lingula*-arten ungewöhnliche Dimensionen, eine Höhe von 18 mm und eine Breite von  $8\frac{1}{2}$  mm. Die dünne Schale ist glänzend wie poliert, in der Farbe licht, bis dunkelkastanienbraun. Der Umriß ist länglich vierseitig, die beiden seitlichen Ränder laufen einander fast parallel und biegen dann mit breiter Rundung fast rechtwinklig in den konvexen Stirnrand um. Den Rücken der Schale bildet ein abgeplattetes, nach außen divergierendes Feld, das vom Wirbel aus mit einem Medianwulst beginnt und von zwei schwach angedeuteten Kielen gegen den Seitenabfall der Schale begrenzt wird. Der gewölbte Teil der Schale verjüngt sich in ungefähr 5 mm Entfernung von der Spitze zu einem stumpfen, fast gar nicht abgesetzten Wirbel. Der Winkel, den die beiden vom Wirbel ausgehenden Schalenränder mit einander bilden, ist etwas größer als bei *Lingula tenuissima*, und beträgt ungefähr  $75^{\circ}$ , die Schnabelregion ist also relativ stumpf. Vom Wirbel entspringen feine gleichmäßige Anwachsstreifen und bedecken am Seiten- und Stirnrand in konzentrischer Linierung die Schale.

Ein anderes Exemplar haftet mit der äußeren Schalen- seite dem Gestein an; die Innenseite der Schale liegt bloß. Sie zeigt ein Medianseptum in Gestalt zweier Leisten, die durch eine flache breite Furche getrennt sind. Dieses Medianseptum reicht ungefähr bis zur Mitte der Schale hinab und endet in einer nach unten zugespitzten Platte. Auf beiden Seiten von ihr liegen schwach vertieft die Eindrücke der Adductores. Von der Endplatte des eigentlichen Medianseptums zieht eine schwache einfache Mittelleiste bis an den Stirnrand der Schale. Ein paar ganz schwache Einsenkungen seitlich über denen der Adductores können vielleicht den Ansatzstellen der Gleitmuskeln entsprechen.

Wenn man die deutschen *Lingula* zum Vergleich heranzieht, so kann man gewisse Beziehungen zu *Lingula Zenkeri* v. ALB. nicht verkennen. Von *Lingula tenuissima* unterscheidet sie sich sofort; denn bei der spanischen Art beginnen die

Seitenränder erst kurz vor dem Wirbel zu konvergieren, während bei *Lingula tenuissima* die Schale sich ganz allmählich nach dem Wirbel zu verjüngt. Auch die ganze Gestalt, die gerundet knieförmige Biegung der Anwachsstreifen in den Stirnecken erinnert mehr an *Lingula Zenkeri*. Da jedoch *Lingula Zenkeri* außerordentlich flach gewölbt ist, so kann die spanische Form nicht mit ihr vereinigt werden.

Aus den Triasablagerungen des Südussurgebietes hat BITTNER eine *Lingula borealis* beschrieben. Dieser steht die spanische Form jedenfalls sehr nahe. Größe und Umriß stimmen vollständig überein. Auch das Vorhandensein und die Ausbildung des Medianseptums in der großen oder Stielklappe zeigt manche Ähnlichkeit mit der spanischen Art. Es verläuft ebenso bis zur Mitte der Schale und wird wenigstens im oberen Teil von Leisten begrenzt. Jedoch weist es nach den BITTNERschen Abbildungen gewisse Verschiedenheiten auf. Die Schale ist ferner bei *Lingula borealis* gleichmäßiger gewölbt als bei der *Lingula* aus dem spanischen Keuper. Hand in Hand damit geht der abgerundete Verlauf der Anwachsstreifen an den Stirnecken.

Im ganzen Umriß, in der Form der Wölbung, dem deutlich ausgeprägten Medianwulst deckt sich die spanische Art vollständig mit *Lingula polaris* LUNDGREN, die J. BÖHM von der Bäreninsel beschreibt. Nur der Winkel, den die Oberländer am Wirbel bilden, ist etwas kleiner als bei dem bei BÖHM Taf. I, Fig. 8 abgebildeten Exemplar und entspricht mehr dem von Taf. I, Fig. 7. Da aber das Vorhandensein oder der Mangel des Medianseptums bei *Lingula polaris* anscheinend nicht festgestellt ist, außerdem die der *Lingula polaris* zukommenden zarten Radialstreifen auf dem Rücken der doch vorzüglich erhaltenen spanischen Art ganz fehlen, so kann ich sie trotz der weitgehenden Ähnlichkeit mit *Lingula polaris* nicht identifizieren. Ich nenne sie daher *Lingula polariformis* sp. nov. ex. aff. *polaris*.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich hervorheben, daß auch in der deutschen Trias Lingulen mit Medianseptum vorkommen. So liegt mir eine Klappe aus dem unteren Muschelkalk von Mörtelstein (i. d. N. v. Heidelberg) vor, in der ein schwach ausgehöhltes Medianseptum vom Wirbel aus nach unten zieht, anscheinend aber bereits vor der Mitte der Schale abbricht. Auch QUENSTEDT bildet in seiner Petrefaktenkunde Taf. 58, Fig. 21 eine *Lingula tenuissima* mit Medianseptum ab. Es bliebe zu untersuchen, inwieweit das Vorhandensein oder Fehlen des Septums bei unseren deutschen Arten festgestellt ist.

Aus dem Old Red Sandstone von New-York liegt mir eine *Lingula crenata* HALL vor, die ein Medianseptum von genau derselben Ausbildung zeigt wie die spanische *Lingula*. Es wird von 2 schmalen Leisten eingefast und endigt in einem nach unten zugespitzten dreieckigen Feld.

Zahl der untersuchten Stücke: 3.

Fundort: Keuper Monterde (b, 3).

### *Lingula* sp.

(Taf. VII, Fig. 5.)

Was diese *Lingula* ganz besonders auszeichnet, ist die stark hervortretende Anwachsstreifung. Bei einer Länge von  $10\frac{1}{2}$  mm besitzt die Schale eine größte Breite von  $6\frac{1}{2}$  mm. Ihre Wölbung ist ziemlich flach. In der äußeren Form ist sie gewissermaßen das missing link von *Lingula tenuissima* und *Lingula Zenkeri*. An *L. Zenkeri* erinnert der stumpfe Wirbel. Die Schalenränder beginnen erst in 3 mm Entfernung vom Wirbel gegen diesen hin zu konvergieren. Unterschieden ist sie von *L. Zenkeri* durch die mehr gerundeten Stirnränder, die denen von *L. tenuissima* ähnlich sind. Die einzige mir vorliegende Schale haftet mit der Außenseite dem Gestein an, so daß die Innenseite bloßliegt. Ein Medianseptum fehlt, wenigstens in dieser einen Klappe. Zwei schmale Einschnitte divergieren vom Wirbel aus nach der Stirnseite.

Zahl der untersuchten Exemplare: 1.

Fundort: Eintritt der Straße von Saviñán in das Becken von El Frasco (c, 2).

### *Lingula* sp.

Im Muschelkalk am Rio Mesa habe ich eine *Lingula* gesammelt, deren Erhaltungszustand keine Bestimmung erlaubt. Sie verdient nur insofern Erwähnung, als sie ein Medianseptum besitzt, das ebenso wie bei der *Lingula* aus dem Keuper von Monterde von zwei Leisten begrenzt wird.

### *Cidaris* sp.

(Taf. VII, Fig. 6.)

Es liegen mir von dieser Gattung nur Bruchstücke und zwar von Stacheln vor. Ihr Querschnitt ist rund, ihr Durchmesser beträgt  $\frac{1}{4}$  mm. Gegen das Ende verjüngen sie sich allmählich zu einer Spitze. Auf ihrer Oberfläche zeigen sie

eine äußerst feine Längsriefung. Der kurze konische Gelenkkopf ist nur schwach vom Stachel selbst abgesetzt.

Vorkommen: Mergeldolomite von Aranda (b, 1/2), Monterde (b, 3), Bréa (b, 2).

### Ophiurenreste.

(Taf. VII, Fig. 7 und 8.)

Vergl. SCHÖNDORF: Organisation und Aufbau der Armwirbel von *Onychaster*. Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturkunde in Wiesbaden, 62. Jahrg. 1909.

LUDWIG: Beitr. zur Anatomie der Ophiuren. Zeitschr. f. wiss. Zool., 31, S. 348, 1878.

Über die Echinodermennatur dieser Reste kann kein Zweifel bestehen. Die spätige Struktur ist deutlich zu beobachten. Ihre äußere Form verweist sie zu den Ophiuren. Die Literatur über fossile Ophiuren ist ziemlich ausgedehnt, da sie immerhin zu den selteneren Funden gehören und deshalb mehr als andere Fossilien zu einer Beschreibung verlocken. Diese Beschreibungen gehen aber fast nie über eine Schilderung der äußeren Form und Oberflächenskulptur hinaus. Es mag dies zum großen Teil in der Art des Erhaltungszustandes begründet sein. Wenn deshalb wie in unserm Fall nur einzelne isolierte Skelettreste für die Untersuchung zur Verfügung stehen, so ist man notwendigerweise auf den Vergleich mit rezentem Material angewiesen. Dieses Vorgehen ist um so berechtigter, als ja die Organisation der Ophiuren seit den ältesten Zeiten sich nur wenig geändert hat, ja vom Mesozoicum an die Entwicklung dieser Formen fast völlig stagnierte.

Die nur unter der Lupe deutlich erkennbaren Skelettreste gehören der Armregion an, es sind hauptsächlich Armwirbel und Seitenplatten.

Arm wirbel. Zur leichteren Orientierung will ich nach dem Vorgang LUDWIGS die dem Mund zugewandte als adorale, die dem Mund abgewandte innere Fläche als aborale, außerdem aber noch eine ventrale, eine dorsale und zwei laterale Seiten unterscheiden. Welche Seite adoral und welche aboral ist, kann ich bei meinen Exemplaren nicht mit aller Sicherheit erkennen; jedoch glaube ich, daß die in Fig. 7 abgebildete Seite, welche ein starkes Medianseptum trägt, die aborale sei. Dieses Medianseptum reicht über den dorsalen Rand des eigentlichen Wirbelkörpers hinaus. Seitlich von ihm, aber mehr dem unteren Rand genähert, liegen zwei kreisrunde Vertiefungen, die ich als zwei Gelenkgruben auffasse und die in Fig. 7 erkennbar sind. Die adorale Seite ist in der Mitte

konkav eingekrümmt, im übrigen ist sie bei allen meinen Exemplaren zu schlecht erhalten, um Genaueres daran erkennen zu können. Auf der ventralen Seite verläuft eine Furche wahrscheinlich für das Ambulacralgefäß. Die Form der Wirbel ist vierseitig, doch möchte ich hierauf wenig Wert legen, da wahrscheinlich der dickere zentrale Teil des Wirbelkörpers noch von einem dünnen flügelartigen Fortsatz umgeben war, der natürlich nicht erhalten blieb.

Seitenplatten. Die Seitenplatten, die mir in größerer Zahl als die Wirbel vorliegen, sind einfach eingekrümmte Täfelchen.

Sowohl bei Wirbeln wie bei Seitenplatten schwankt die Größe sehr stark, was ja durch die mehr distale oder mehr proximale Lage der einzelnen Skeletteile leicht verständlich wird.

Fundort: Saviñán — El Frasnó (c, 2).

### ?Ostracodenreste.

Eine Steinmergelbank des Keupers von Monterde ist ganz erfüllt von kleinen Schälchen, die namentlich auf der Schichtfläche deutlich als graue oder braune Punkte herauswittern. Es lassen sich verschiedene Formentypen unterscheiden, längliche und ovale; jedoch ist die Erhaltung zu schlecht, um eine Bestimmung zuzulassen. Immerhin halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß Ostracodenreste vorliegen.

### *Bactryllium* sp.

(Taf. VII, Fig. 9.)

Vergl. ESCHER v. D. LINTH: Geol. Bem. Voralberg 1853, S. 122.

ZITTEL: Abt. II. Paläophytologie, S. 27, Fig. 28.

QUENSTEDT: Petrefaktenk., 3. Aufl., Atlas, Taf. 87, Fig. 27 und 28, Text S. 1066.

KOKEN: 1900. Erl. zur geol. Spezialkarte v. Kochendorf.

BENECKE und COHEN: Geogn. Beschreib. d. Umg. v. Heidelberg, S. 399.

STEINMANN: Lehrb. der Paläontologie 1903, S. 331, 1907, S. 356.

SCHUSTER, HERRMANN: *Bactryllium canaliculatum* in der Lettenkohlenform. Württembergs. Jahresber. d. Ver. f. vaterl. Naturk., 1904, S. 351.

ZELLER: Beitr. z. Kenntnis d. Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Centralbl. f. Min., 1907, S. 22.

ZELLER: Beitr. z. Kenntnis d. Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Neues Jahrb. f. Min., Beilageb. 25, 1908, S. 116.

Schon mit bloßem Auge kann man auf Bruchflächen des Gesteins Unebenheiten erkennen, die sich bei genauerer Untersuchung mit der Lupe als stäbchenförmige, paralleelseitige Ge-

bilde von ungefähr  $1\frac{1}{2}$  mm Länge und 0,38 mm Breite entpuppen. Die Enden sind abgerundet, die Oberseite wird von zwei unter stumpfem Winkel sich abdachenden, glatten Flächen gebildet, die sich oben in einer Kante schneiden. Seltener sieht man diese Kante durch eine ebene oder ganz schwach konkave Fläche abgestumpft. Vielleicht entspricht diese verschiedene Ausbildung der Ober- bzw. Unterseite. Der ganze Körper ist abgeflacht, viel breiter als dick, so daß der Querschnitt einem abgeflachten Rhombus entspricht (siehe Taf. VII, Fig. 9 unten). Alle diese Merkmale weisen mit ziemlicher Sicherheit auf Bactryllien. Nur fehlt ihnen die für deutsche Bactryllien charakteristische, deutlich prononzierte Längsfurche zwischen den beiden Seitenflächen und das schiefe Streifensystem auf letzteren. Übrigens sind das Formunterschiede, die z. T. vielleicht im Erhaltungszustande begründet sind und bei der bis jetzt ohnehin noch nicht scharf durchgeführten Umgrenzung des „Genus“ *Bactryllium* von keiner tiefergreifenden Bedeutung sind.

Ich stelle deshalb diese Gebilde zu *Bactryllium*.

Die Bactryllien, denen früher bald pflanzliche bald tierische Natur zugesprochen wurde, wurden von ZIRTEL in seinem Handbuch der Paläontologie unter die Bacillariaceen eingereiht. In der neuesten Auflage der „Einführung in die Paläontologie“ stellt sie STEINMANN zu den Anneliden (Raubwürmern), als deren Deckplatten die Bactryllien zu betrachten seien.

Fundort: Muschelkalk, Aranda (b, 1/2).

### *Acrodus Salomoni* nov. spec.

(Taf. VII, Fig. 10 a und b.)

Der kleine Selachierzahn aus einer Sandsteinbank des Keupers gehört dem Genus *Acrodus* an. Die Länge der Krone beträgt  $5\frac{1}{2}$  mm, die Wurzel ist etwas kürzer, die Höhe der Krone beträgt 1 mm. Der Zahn ist etwas unsymmetrisch, was mit einer leichten Krümmung nach der Innenseite zusammenhängt. Daraus kann auf eine gewisse Entfernung von der Mittellinie der Zahnängsreihen, also auf eine etwas seitliche Lage oder Ansatzstelle des Zahnes geschlossen werden. Über den Kamm des Zahnes zieht eine Längskante, von der aus mit steilem Abfall nach beiden Seiten unregelmäßig Querwurzeln ausgehen. Der Zahn ist vorn und hinten in eine Spitze ausgezogen. An der Außenseite ist Krone und Wurzel durch einen deutlichen Randwulst getrennt. (Siehe Abb. Taf. VII, Fig. 10 a.)

Herr Prof. JAEKEL, dem ich den Zahn zur Begutachtung



übersandte, ist zu dem Ergebnis gelangt, daß er nicht mit dem in der deutschen Trias so weit verbreiteten *Acrodus lateralis* identisch ist. Dagegen spreche die scharfe Kante auf der Längsseite sowie der hohe scharf dachförmige Aufbau der Zahnkrone; die Schmelzskulptur pflege bei *Acrodus lateralis* auch weniger steif zu sein als am vorliegenden Stück.

Große Ähnlichkeit besitze es aber, wenngleich es eine neue Form zu sein scheine, mit *Acrodus minimus* Ag. aus dem Rhät.

AGASSIZ<sup>1)</sup> beschreibt *Acrodus minimus* folgendermaßen: „Ces dents sont en général étroites et très petites, renflées au milieu et amincies aux deux bouts, avec une quille longitudinale très marquée et un centre saillant en forme de cône aplati: il y a quelques mamelons aux extrémités de la quille centrale, très peu apparens quand on les examine d'en haut, mais qui se desinent plus plus nettement en profil, surtout dans les dents les plus bombées . . . . Les rides transversales sont très grosses et très éloignées proportionnellement à la grandeur des dents; elles vont en divergeant du sommet du cône principal et de chaque mamelon vers les bords de l'émail.“

Für *Acrodus minimus* sind also besonders jene seitlichen Sekundärhöcker charakteristisch, die dem spanischen Exemplar fehlen. Darauf gründet sich der Hauptunterschied zwischen den beiden Formen, die in den übrigen Merkmalen der Größe und Form fast vollständig übereinstimmen.

Fundort: Keuper, Monterde (b, 3).

### *Cyclozoon Philippi* gen. et spec. nov.

(Taf. VII, Fig. 11.)

*Problematicum* bei PHILIPP, H.: Paläont. geol. Unters. aus dem Gebiet v. Predazzo. Z. d. deutsch. geol. Ges. **54**, 1904, S. 58, Taf. III, Fig. 1—5.

Einige Meter über der *Pecten inaequistriatus*-Bank von Royuela (siehe S. 173) treten dünn-schichtige, etwa 1 cm dicke, plattige Dolomitbänken von grauer Farbe auf, deren Schichtoberflächen mit eigenartigen Ringen bedeckt sind. Untersucht man diese näher, so bemerkt man, daß ungefähr in ihrem Zentrum eine kreisrunde Vertiefung liegt. Das merkwürdige ist, daß diese Gebilde nicht oberflächlich den Schichten aufsitzen, sondern daß sie die feingeschichtete Platte durchsetzen,

<sup>1)</sup> Recherches sur les poissons fossiles, t. III, S. 145. Atlas, t. III, Vol. III, Tab. 22, Fig. 6—12.

so daß sich auf deren Unterseite die der Oberfläche entsprechenden Ringe und Vertiefungen deutlich erkennen lassen. Die Ringe selbst sind etwa 1—2 mm breite Bänder, die sich durch hellere Verwitterungsfarbe von dem übrigen Gestein abheben. Eigentlich muß man von Ringsystemen sprechen; denn bei den beiden mir vorliegenden Exemplaren kann man zwei konzentrische Ringe unterscheiden, einen breiteren äußeren und einen schmäleren inneren. Ungefähr im Mittelpunkt der Ringsysteme liegt eine kreisförmige Vertiefung, deren Ränder etwas aufgewulstet sind. Der Durchmesser der äußeren Ringe der Oberseite beträgt 2 cm bzw. 1,4 cm, der der inneren 1,4 cm bzw. 1,1 cm. Der kreisförmige Zentralkanal mißt ungefähr 1 mm im Durchmesser. Die beiden Exemplare liegen dicht nebeneinander und berühren sich mit ihren äußeren Kreisen. Aus der Lage der Vertiefungen auf der Ober- und Unterseite ergibt sich, daß der Zentralkanal nicht senkrecht, sondern etwas schief die Platte durchsetzt. Da die Ringe auf der Unterseite etwas kleineren Durchmesser haben, so ist anzunehmen, daß sich diese Körper nach unten verzüngen.

Schon als ich die Gebilde zum erstenmal sah, fiel mir die Analogie mit dem *Problematicum* auf, das PHILIPP aus den Werfener Schichten von Predazzo beschrieben hatte, und das ich selbst auch in der Val Gardoné bei Predazzo auf einer Exkursion mit Herrn Dr. ROMBERG gesammelt habe.

Gebilde, die mit dem *Problematicum* PHILIPPS vollkommen identisch sind, hat BORZONG mittlerweile in den Werfener Schichten des Schlerngebietes gesammelt und wird sie bald beschreiben.

Die spanischen Exemplare weisen nun einige Unterschiede von den Südtirolern auf, die aber z. T. im Erhaltungszustande begründet sind. Während die Tiroler Vorkommnisse nur einen und zwar scharf abgegrenzten Rand erkennen lassen, treten bei den spanischen Stücken zwei Ringe auf, und diese sind nicht so deutlich gegen das übrige Gestein abgegrenzt.

Auch kann man in dem einen Ringsystem zwei Vertiefungen beobachten, von denen aber die eine sehr wahrscheinlich zufälliger Natur (Verwitterung) ist und mit der Organisation nichts zu tun hat<sup>1)</sup>.

Es dürfte demnach wohl keinem Zweifel unterliegen, daß die Südtiroler Exemplare und die spanischen ein und derselben Organismen-Gruppe angehören. Doch will ich es bei unserer mangelnden Kenntnis von der systematischen Stellung und der

<sup>1)</sup> Auf der Abbildung nicht zu sehen.

Organisation dieser Körper dahingestellt sein lassen, ob nur eine generische oder ob eine spezifische Identifizierung am Platze ist. Nach PHILIPP haben wir uns diese Gebilde als Stücke von stammartigen Körpern vorzustellen, die von einem Zentralkanal durchsetzt waren. Bei den PHILIPPSchen Stücken tritt dieser gewöhnlich als Zapfen hervor; er erwähnt es jedoch selbst, daß bei angewitterten Exemplaren an seine Stelle eine kleine Vertiefung tritt.

Das Vorkommen dieses Fossils in spanischen Triasablagerungen gibt uns ein Bild von seiner großen horizontalen Verbreitung. Ob ihm eine stratigraphische Bedeutung zukommt, das läßt sich jetzt noch nicht entscheiden. Immerhin erscheint es zweckmäßig, ihm einen bestimmten Namen zu geben. Ich schlage vor, es *Cyclozoon Philippi* zu nennen, indem dieser Name sowohl seiner Gestalt Rechnung trägt wie auch auf seinen ersten Entdecker hinweist.

***Rhizocorallium jenense* ZENK.**

(Taf. VII, Fig. 12.)

Es liegt mir als Hohldruck auf hartem Dolomit vor. Die Skulptur weicht bei dem abgebildeten Vorkommen von der Boquete de Tranquera etwas von der gewöhnlichen ab; anstatt der feinen Fasern besteht sie in scharf eingeschnittenen Linien, vergleichbar mit sichelförmigen Besenstrichen. Sonst erinnert der hufeisenförmige Randwulst mit der Verbindungswand ganz an Vorkommnisse aus dem deutschen Muschelkalk.

Fundort: Boquete de Tranquera (südlich v. Alhama a, 2/3), außerdem Royuela.

***Rhizocorallium commune* SCHMID.**

Vorkommen: Wulstdolomite im Triaszug von Alhama (a, 2/3).

**IV. Tektonik.**

TH. FISCHER (siehe Liter. 1894, S. 277) sagt mit Bezug auf die Osthälfte der Meseta: „Die Ausgestaltung der Oberfläche ist nur auf Denudation und Erosion und auf die Bildung von Brüchen und Verwerfungen, die den Ostrand der alten Scholle ganz besonders kennzeichnen, zurückzuführen.“ — „Faltung gehört lediglich zu den örtlichen und untergeordneten Erscheinungen.“

Diese Angabe trifft für die Gebirge im Norden und Süden des Jalón ganz besonders zu. Der Gesamtaufbau dieser Gebirge ist, wenn man von der Detailtektonik absieht, äußerst einfach und durchaus einheitlich. Schon auf dem Mapa Geológico de Zaragoza kommt er klar zum Ausdruck. PALACIOS spricht in seiner Beschreibung der Formationen vielfach von „fajas“ (Streifen, Bänder), DEREIMS von „bandes“. Und in der Tat, wenn man die Verteilung der Formationen und ihre gegenseitige Abgrenzung auf dem Mapa betrachtet, erkennt man, daß es samt und sonders meist schmale Längszüge sind, die einander parallel in der Richtung NW—SO verlaufen. Diese eine Richtung NW—SO beherrscht den ganzen Aufbau des Gebietes; sie ist sozusagen der rote Faden, der sich durch die im einzelnen ziemlich verwickelte Tektonik zieht. Wenn man lokale Abweichungen unberücksichtigt läßt, so fällt das Streichen der triadischen, jurassischen und cretaceischen Sedimente vorherrschend in die Richtung NW—SO.

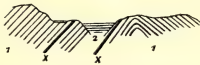
Worin ist nun dieser geologische Aufbau begründet? Das Bergland im Norden und Süden des Jalón trägt unverkennbar den Charakter eines Rumpfschollengebirges. Das schließt nicht aus, daß es am Beginn der Tertiärzeit einer leichten Faltung unterworfen war. Landschaftlich allerdings kommt diese nur an wenigen Punkten zur Geltung. Die Grundzüge seiner heutigen Oberflächengestaltung verdankt es aber Brüchen und Verwerfungen, die fast alle, wenigstens in der Provinz Zaragoza, in NW—SO Richtung ziehen.

Sozusagen das Skelett, an das sich die jüngeren Formationen anlagern, bilden zwei paläozoische verhältnismäßig breite Gebirgsrücken. CHUDEAU und nach ihm DEREIMS fassen sie als die Schenkel einer Antiklinale auf und stützen ihre Ansicht darauf, daß in dem westlich gelegenen das Fallen nach SW, in dem östlichen nach NO gerichtet sei. Allerdings scheint dies Verhältnis nicht überall zuzutreffen, da, wie ich selbst beobachten konnte, die Silurrücken am Jalóndurchbruch bei Alhama (a, 2/3) nach NO einfallen.

Die beiden paläozoischen Rücken schließen ein langgestrecktes breites und niederes Becken ein, das im Norden als Ribotatal (b, 2) beginnt, bei Calatayud (b, 2) den Jalón überschreitet und dann das Jilocalatal (b, c, 3) aufwärts nach Süden zieht. Diese weite Depression, Val d'Idubeda genannt, ist mit tertiären höchst wahrscheinlich oligocänen Ablagerungen erfüllt. Sie setzt sich noch weiter nach Süden fort, folgt dem Rio Alframba (a. m. K.) und dem Rio Quadalaviar (a. m. K.) und stellt nach DEREIMS den Verbindungsarm

zwischen dem Ebro- und Duero-Becken einerseits und dem Becken von Valencia und Cuenca andererseits dar. Das tertiäre Plateau des Jilocatales würde auf dem Scheitel der von DEREIMS vorausgesetzten paläozoischen Antiklinale liegen. Der östliche Teil dieses paläozoischen Massivs soll durch eine schiefe wahrscheinlich präoligocäne Verwerfung im Jilocagebiet gegen den westlichen abgesunken sein, was DEREIMS (s. L. 1893, S. 317) aus dem wiederholten Auftreten einer Fossil-schicht in den silurischen Quarziten schließt (siehe DEREIMS Fig. 1, S. 317). (Siehe Profil 9).

Auf dem Rücken der paläozoischen Schollen ist die ursprünglich zusammenhängende Decke der mesozoischen Sedi-



Prof. 9.

Querprofil durch den Val d'Idubeda nach DEREIMS.

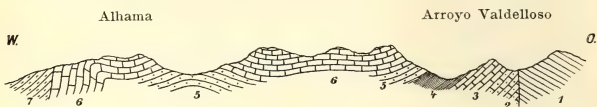
1. Palaeozoicum. 2. Tertiär. x Fossilführende Schicht.

mente mit Ausnahme kleiner Fetzen wie der Triasinsel von Fombuena (c, 3) längst der Erosion zum Opfer gefallen. Nur an den Bruchlinien oder in tektonischen Mulden haben sich schmale Längsstreifen mesozoischer Sedimente erhalten, die schuppenartig dem paläozoischen Sockel an- oder auflagern.

Die beiden silurischen Sierras einschließlich der breiten tertiären Depression von Idubeda bilden in ihrem nördlich vom Jalón gelegenen Teil einen gewaltigen Längshorst, der als starre einheitliche Masse von zwei Bruchflächen begrenzt ist, die dem allgemeinen Streichen des Gebirges parallel verlaufen. Rein morphologisch tritt dieser Horst am besten in seiner Beziehung zu dem westlich gelegenen Becken von Almazán in die Erscheinung. Diese westliche Bruchlinie ist, in der Gegend von Alhama (a 2, 3) wenigstens, nicht einfach, sondern stellt einen Staffelbruch dar. Die Hauptverwerfungslinie folgt dem Kontakt von Palaeozoicum mit dem Triaszug von Alhama. Dieser Absenkung [bzw. Hebung des paläozoischen Rumpfes <sup>1)</sup>] ist es zu danken, daß die triadisch-cretaceische Scholle der Abrasion entging. Der Charakter des Staffelbruches ist durch eine zweite der ersten parallele Störung bedingt, die den

<sup>1)</sup> Wir werden später sehen, daß die Annahme einer Hebung der einer Absenkung vorzuziehen ist. Vgl. S. 136.

geradlinigen Verlauf der Grenze von Kreide und Oligocänschichten nördlich von Alhama bestimmt. Die Kreidekalke brechen im Ort Alhama mit einer stehenden Flexur (d. h. Flexur mit senkrecht abgebogenem Schenkel) ab; die Oligocänschichten sind stark disloziert und mit  $35^{\circ}$ – $40^{\circ}$  gegen die Kreide aufgerichtet. (Siehe Profil 10). Alhama verdankt seinen Ruf als vielbesuchter Badeort seiner Lage an dieser



Prof. 10.

Westlicher Bruchrand des Gebirges nach PALACIOS.

Länge etwa 3 km.

1. Silur. 2. Buntsandstein. 3. Muschelkalk. 4. Keuper. 5. Cenomanarkosen.  
6. Cenomankalke. 7. Tertiär.

Verwerfung. Seine Thermalquellen, die zu den berühmtesten von Zentralspanien gehören, sind ebenso wie die von Deza (a, 2) weiter nördlich ein Anzeichen der großen Bruchlinie.

In nordwestlicher Richtung läßt sich diese Bruchlinie bis in die Provinz Soria verfolgen; nur biegt sie, je weiter sie nach Norden fortschreitet, immer mehr in die NNW Richtung um. Sie findet ihre natürliche Fortsetzung in dem Bruchgebiet längs des Henar und noch weiter nördlich in der Sierra de Tajahuerce (a, 1). Die Natur der Brüche selbst gibt uns zugleich Aufschluß über ihr Alter. Bei Alhama zeigen die Oligocänschichten durch ihre Neigung bis  $40^{\circ}$  eine deutliche Störung an, weiter im Norden bei Cihuela (a, 2) stehen sie nach PALACIOS saiger. Ob ich diese Lageveränderung als Schleppung oder als Aufstauung auffassen soll, darüber bin ich mir nicht klar. Über das postoligocäne Alter der Störungen kann aber jedenfalls kein Zweifel bestehen.

Wir kommen nun zur Besprechung des östlichen Horstrand. Dieser wird begrenzt von einer Bruchlinie, die in der Provinz Soria beginnend den Val Araviana (a, 1) entlang zieht, dann in die Provinz Zaragoza übersetzt und hier dem Ostfuß der Sierra de la Virgen (b, 2) folgt<sup>1)</sup>. Der östliche tiefer liegende Flügel wird in der Provinz Soria von jurassischen und triadi-

<sup>1)</sup> Über die südliche Fortsetzung dieser Verwerfung fehlen mir alle Beobachtungen.



schen, in der Provinz Zaragoza hauptsächlich von triadischen Schollen gebildet. Der Schollenrand hat natürlich durch die rückschreitende Erosion bereits bedeutend gelitten und ist schon stark zergliedert. Immerhin ist der Bruchrand durch den steilen Abfall der Sierra de la Virgen gegen Osten morphologisch noch gut ausgeprägt. Mehr im Norden allerdings, auf dem Wege von Aranda (b 1, 2) nach Calcena (b, 1), ist die Bruchstufe durch die Denudation fast vollständig ausgeglichen und in eine gerade, leicht nach Osten sich abdachende Fläche übergeführt, auf der ohne erheblichen morphologischen Knick die liasischen Kalke neben den silurischen Quarziten und Schiefen liegen. An die Sierra de la Virgen, die ja ihren Gebirgscharakter dieser Bruchlinie verdankt, schließt sich im Norden in der Provinz Soria die Sierra de Tablado (a, 1) an; hier an der Grenze der beiden Provinzen dürfte die Sprunghöhe der Verwerfung wohl mehrere hundert Meter betragen. Die Ablagerungen der oligocänen Mulde auf dem Weg von Trasobares (b, 1) nach Tabuena (b, 1) sind nach einer Beobachtung von PALACIOS stark aufgerichtet. Diese Dislokationen sind zwar etwa 4 km von der großen Verwerfung entfernt, immerhin aber wird man sie in Beziehung zu der Bruchlinie bringen und die Störung selbst der postoligocänen Zeit zurechnen müssen.

Eben infolge dieser Störung ist die Decke mesozoischer Gesteine im Osten vollständiger erhalten geblieben. Sie heben sich im Norden des Jalón zu einem breiten Gewölbe empor, dem Hochplateau von Tabuena (b, 1), in dessen aufgebrochenem Scheitel der Kern, das Palaeozoicum, zutage tritt. Von dem Hochplateau von Tabuena, das ungefähr 780 m hoch liegt, senken sich die Schichten ganz allmählich zum Ebrobecken hinab. Fuendejalón (c, 1) im Tertiärgebiet des Ebrobeckens liegt nach DONAYRE noch 450 m hoch.

Die Gebirge im Norden und Süden des Jalón sind zugleich die Randgebirge des Ebrobeckens, und deshalb liegt es nahe, an einen inneren Zusammenhang zwischen der Tektonik dieser Gebiete und der Entstehung des Ebrobeckens zu denken. Leider waren meine Begehungen gerade dieser Randgebiete lange nicht ausgedehnt genug, und deshalb sind meine Beobachtungen viel zu lückenhaft und unvollständig, als daß ich imstande wäre, viel Neues zu diesem Problem beizutragen. Daß aber ein solcher Zusammenhang besteht, das geht wohl am klarsten aus der Tatsache hervor, daß das Schichtstreichen und fast alle größeren Störungslinien, welche die Tektonik der Randgebirge beherrschen, parallel der Hauptachse des Ebrobeckens verlaufen.

Man muß bei der Entstehung des Ebrobeckens mehrere Phasen seiner morphologischen Entwicklung unterscheiden. Die erste Anlage dieser Hohlform ging nach der in der Literatur am meisten vertretenen Ansicht Hand in Hand mit den großen tektonischen Umwälzungen, die sich am Ende des Eocäns abspielten, und entbehrte vielleicht nicht eines Zusammenhanges mit der großen Auffaltung der Pyrenäen. Es soll sich damals bereits ein breiter, muldenförmiger Trog herausgebildet haben. Über die Art und Weise seiner Bildung habe ich in der mir zur Verfügung stehenden Literatur keine befriedigenden Angaben gefunden. Die allgemeine Annahme geht dahin, daß in diesen Trog durch weitere Senkungen noch in der Eocänzeit das Meer eingedrungen sei. Die offene Verbindung mit dem freien Ozean soll aber nur kurze Zeit gewährt haben. Der schon zur Oligocänzeit abgeschnürte Meeresarm habe dann den Charakter eines großen Binnensees angenommen. Da aber, soweit mir die Literatur zur Verfügung steht, marine Fossilien im Tertiär des eigentlichen Ebrobeckens überhaupt noch nicht nachgewiesen werden konnten, so ist die Annahme einer marinen Ingression höchst unwahrscheinlich. Denn wäre es jemals zu einer solchen gekommen, so müßten sich doch Spuren von ihr an der Basis der tertiären Sedimente in Form mariner Schichten auffinden lassen.

Die Anschauung einer solchen marinen oder selbst einer durchaus lacustren Entstehung dieser Ablagerungen bekämpft namentlich PENCK<sup>1)</sup>, der sich die Geröll- und Sandmassen an der Basis und im mittleren Teil des spanischen Oligocäns unter Mitwirkung von Flüssen entstanden denkt und nur für die oberen Kalkdecken, in denen sich hauptsächlich Süßwasserfossilien finden, einen lacustren Ursprung gelten lassen will.

Das Ebrobecken erlangt seine endgültige Ausgestaltung, der es seine heutige Konfiguration verdankt, erst in der Miocänzeit nach der Austrocknung bez. dem Abfluß des oligocänen Sees. In der Literatur finden sich unbestimmte Angaben über Staffelbrüche. Als solch eine Staffel kann der östlich von der Sierra de la Virgen (b 2) gelegene, dem Ebrobecken vorgelagerte mesozoische Formationsgürtel gelten. Diese Staffel ist nun aber von dem eigentlichen Ebrobecken nicht wieder durch eine Bruchlinie getrennt, sondern hier tauchen die mesozoischen Schichten in einer geneigten Flexur unter die Tertiärdecke hinab. Überhaupt ist in der Provinz Zaragoza der eigentliche Rand des Ebrobeckens durchaus nicht durch eine gerade Bruch-

<sup>1)</sup> s. L. 1894.

linie abgeschnitten; daß sich im Gegenteil auch unter der oligocänen Decke die mesozoischen Schichten ganz allmählich in die Tiefe senken, das beweisen am besten die aus dem Oligocänbecken emporstehenden Trias- und Jurainseln, wie die von Ainzón (b, 1), Fuendejalón (c, 1) und Calatoráo (c, 2), ferner die weit vorgeschobenen Liasgebiete von Villanueva (d, 2) und Belchite (a. m. K.).

Mehr im Norden allerdings, in der Provinz Logroño, ist eine Bruchlinie am Rande des Ebrobeckens nach PALACIOS vorhanden. Bei Prejano (a. m. K.) und Turuncún (a. m. K.) treten zwei schmale Carbonschmitze auf, die durch eine Verwerfung in gleiche Höhe und direkten Kontakt mit Oligocänschichten des Ebrobeckens gekommen sind.<sup>1)</sup>

Die Verwerfungen, von denen ich bisher gesprochen habe, folgen alle mehr oder weniger genau der NW—SO-Richtung. Sie gehören wohl alle, mit Ausnahme des von DEREIMS angenommenen Jilocabruches, der postoligocänen Zeit an, wenn es sich auch für einige nicht sicher beweisen läßt. Nun findet sich nach PALACIOS in den Gebirgen nördlich des Jalón, namentlich in der Provinz Soria, noch ein anderes System von Verwerfungen, deren Verlauf gerade senkrecht zu dem der vorhergenannten ist. Von diesen Störungen, die in der Richtung NO—SW und O—W verlaufen, blieben die oligocänen Sedimente vollständig unberührt, ja diese Störungen sind vielfach von horizontal gelegenen oligocänen Sedimenten überdeckt. Sie sind also präoligocän und fallen wahrscheinlich in die Zeit der großen tektonischen Umwälzungen, die der Ablagerung des Parisien folgten, also ins obere Eocän. Ein östlicher Ausläufer einer solchen Verwerfung, die in der Provinz Soria bei Sagides (a. m. K.) ihren Anfang nimmt, zieht in der Provinz Zaragoza ungefähr längs der Grenze von Kreide und Oligocän an Sisamon (a, 3) und Jaraba (a, 3) vorbei. In Jaraba, das gerade auf der Bruchlinie liegt, brechen aus den Verwerfungsspalten Thermalquellen hervor. Ich selbst habe diese Gegenden nicht besucht und entnehme die Angaben der Beschreibung der Provinz Soria von PALACIOS.

Die Zerstückelung der Randgebiete der iberischen Tafelscholle ging also in zwei zeitlich voneinander getrennten Phasen und nach zwei Hauptverwerfungssystemen vor sich, die, sich mehr oder weniger genau unter rechtem Winkel schneidend, NW—SO einerseits, NO—SW bis OW andererseits verlaufen.

Damit fügt sich der geologische Bau des iberischen Rand-

<sup>1)</sup> In diesen Gegenden sind nach PALACIOS Erdbeben keine seltene Erscheinung.

gebirges vollständig in die Gesamttektonik der Meseta ein. Die NO—SW und O—W gerichteten Störungslinien finden wir im iberischen Hauptscheidegebirge wieder, das eine noch ziemlich isolierte und noch lange nicht genügend aufgeklärte Stellung in den tektonischen Verbänden der Meseta einnimmt; die Richtung NW—SO ist hauptsächlich in der Sierra Morena im SW der Halbinsel vertreten.

## V. Hydrographie.

Der ganze tektonische Aufbau des Gebietes, der Parallelismus der inneren Gliederung spiegelt sich deutlich in den Hauptentwässerungslinien wieder.

Eine ganz gesonderte Stellung nimmt allerdings der Jalón ein, der, im Hochplateau von Medinaceli (a. m. K.) entspringend, sich ein tiefes Erosionstal durch die beiden silurischen Barren gesägt hat. Die SW—NO-Richtung seines Laufes quer durch das ganze Gebirge läßt jeden Zusammenhang mit tektonischen Linien vermissen, und macht es zur Gewißheit, daß bei der Herausbildung des Jalóntales fast nur die erodierende Kraft des Wassers wirksam war. Das Jalóntal zwischen Calatayud (b, 2) und dem Ebrobecken, durch das sich der Fluß in enger Schlucht hindurchzwängt, ist wohl als Abflußrinne des oligocänen Sees angelegt worden, der das Jiloca-Ribota-Tal erfüllte.

Was nun den Durchbruch durch die Silurbarre überhaupt betrifft, so hatte sich der Fluß jedenfalls schon ein tiefes Bett gegraben, ehe sich der paläozoische Rumpf allmählich zu heben begann. Ich will die Möglichkeit nicht ausschließen, daß gleichzeitig eine Senkung des Beckens von Almazán Hand in Hand ging. Die Sprunghöhe dieser Hebung bez. Senkung mag wohl ein paar Hundert Meter betragen haben. Der Hebungsakt wird äußerst langsam stattgehabt haben, so daß der Jalón seinen ursprünglichen Lauf beibehalten konnte.

Bei allen Nebenflüssen des Jalón nun tritt der richtende Einfluß der tektonischen Linien auf das Entwässerungssystem unverkennbar zutage. Alle die Nebenflüsse des Jalón, sowohl die von Norden als die von Süden kommenden, verlaufen zueinander parallel und samt und sonders in der Richtung NW—SO und SO—NW. Im Norden sind das der Rio Deza (a, 2), der Rio Valdellosa (a, 2), der Rio Manubles (a, 2), der Rio Ribota (b, 2), der Rio Isuela (b, 1/2), im Süden der Mittellauf des Rio Piedra von Nuévalos (b, 3) bis zu seinem Eintritt in paläozoisches Gebiet, der Rio Ortiz (b, 3), der Rio Jiloca (b/c, 3), der Rio Perojil (b/c, 3) und z. T. auch der Rio Grió (c, 2).

Manche dieser Flößchen, wie der Rio Valdeloso oder der Rio Aranda zwischen Jarque (b, 2) und Bréa (b, 2), folgen breiten Tälern. Es muß dies auffallen, da sie ja nur wenig Wasser führen, im Sommer oft völlig versiegen. Es läßt sich da die Annahme einer feuchteren Klimaperiode nicht umgehen, in der die Erosionskraft des Wassers viel bedeutender war als heutzutage. Zum Teil mag ja auch die Tektonik eine Rolle spielen; denn das Tal zwischen Jarque und Bréa folgt einer großen Verwerfung.

Als Erosionsgebilde von Flüssen sind gerade für Aragonien sehr charakteristisch die sog. Barrancos<sup>1)</sup>; das sind tiefe, enge Schluchten, von meist nur kurzer Erstreckung. Ihrer Entstehung nach kann man zweierlei Art unterscheiden. Der eine Typus gehört zu den sogenannten Durchbruchstätern, welche das Gebirge quer durchschneiden. Solche sind namentlich im Triaszug von Alhama häufig und beim Volke unter dem Namen Boquéras bekannt.

Der zweite Typus ist anderer Entstehungsart. Er ist auf die steil abfallenden Ränder von Landstufen beschränkt. Ein solches Beispiel ist der Barranco des Rio Piedra. Dieser kommt von dem öden Kreideplateau im SW von Nuévalos (b, 3). An dem Abbruch der Kreidekalke, über den sich der Fluß ursprünglich hinabstürzte, begann die Erosion ihr Werk, indem sie zuerst in den oberen Schollenrand eine tiefe Rinne einschnitt. Diese Erosionsfurche wurde immer weiter rückwärts verlegt, so daß sie heute bereits bis zum Monasterio de Piedra (b, 3) reicht, also 3—4 km lang ist. Der hintere Rand der Erosionsfurche hat das ihm durch den Steilabbruch vorgezeichnete Profil beibehalten; nicht allmählich nämlich senkt sich der Fluß hinab, sondern ganz plötzlich stürzt er sich von dem Plateau in einem 40 m hohen Wasserfall in die Tiefe.

Als erodierende Kraft des Wassers kommt hier hauptsächlich seine lösende Wirkung in Betracht. Der im Wasser gelöste Kalk hat sich z. T. am Ausgang der Klamm wieder ausgeschieden und bildet bei Nuévalos eine wahrscheinlich diluviale Tuffterrasse.

Ein anderer solcher Barranco findet sich im Norden bei Calcena (b, 1). Die Liaskalke brechen bei dem genannten Mindorfchen in einem Steilabbruch nach dem Rio Isuela ab. In

<sup>1)</sup> Wenn ich hier von Barrancos spreche, so behalte ich lediglich die im Lande gebräuchliche Bezeichnung für diese engen Schluchten und Klammern bei. GAGEL hat vorgeschlagen, den Namen Barranco in seiner bisherigen wissenschaftlichen Bedeutung überhaupt fallen zu lassen. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin, 1908, Nr. 7.)



diese Kalkscholle ist der Barranco Bujosa eingeschnitten, eine tiefe, wildromantische Klamm mit ganz eigenartigen Erosionsformen. Als ich damals durch diesen Barranco ritt, lag er ganz trocken; es soll dies den größten Teil des Jahres der Fall sein.

Auch bei der Betrachtung dieser Barrancos, die wenigstens zeitweise trocken liegen oder doch nur von wasserarmen Flüssen durchflossen werden, drängt sich die Vermutung auf, daß die Entstehungsgeschichte dieser Erosionsfurchen einem feuchteren Klima mit reichlicheren Niederschlägen als heute angehört und deshalb wahrscheinlich ins Diluvium fällt.<sup>1)</sup>

## VI. Geologische Geschichte.

Den Grundstock des iberischen Randgebirges<sup>2)</sup> bildet, wie auf einem großen Teil der Meseta, das Palaeozoicum. Die Unterscheidung und Aufteilung der einzelnen paläozoischen Formationsglieder, die im Süden von Aragón durch die Forschungen von DEREIMS bedeutend gefördert wurde, ist in den nördlichen Gebieten nur in großen Zügen durchgeführt. Jedoch haben sich mit Sicherheit bereits drei Hauptglieder, Cambrium, Silur und Devon, nachweisen lassen. Daß vom Cambrium bis zum Carbon keine Bodenbewegungen von bedeutenderem Ausmaß stattgefunden haben, geht daraus hervor, daß wenigstens im Süden nach DEREIMS die einzelnen Formationskomplexe konkordant aufeinanderliegen.

Das Palaeozoicum ist in mittel- oder altcarbonischer Zeit einer intensiven Faltung unterworfen worden, die auf der iberischen Halbinsel ein System hoher Kettengebirge von alpinem Charakter auftürmte. Für das Alter dieser Faltung lassen sich in dem von mir untersuchten Gebiete keine Beweise erbringen. An andern Punkten der Meseta aber liegt produktives Carbon diskordant auf Untercarbon. Die deutliche Diskordanz aber, die man zwischen Palaeozoicum und triadischen Schichten auch in der Provinz Zaragoza überall beobachtet, läßt keinen Zweifel über das vortriadische Alter dieser Faltung. Das Streichen der Falten geht vorherrschend von SO nach NW. Der Jalón, der die beiden paläozoischen Sierras in enger Schlucht durchbricht, hat die Falten quer angeschnitten und prachtvoll bloßgelegt.

Während des Obercarbons war der ganze Norden Spaniens

<sup>1)</sup> Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge beträgt in Zaragoza 331 mm (nach HELLMANN, Die Regenverhältnisse der Iberischen Halbinsel, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1888, 23, S. 307).

<sup>2)</sup> Im FISCHER'schen Sinn; vergl. S. 40.



ein großer Kontinent, auf dem anscheinend nur in geringem Maße die Bedingungen für die Entstehung jener Sumpfniederungen, der Bildungsstätten der Kohlen, gegeben waren. Carbonische Ablagerungen sind nämlich im Norden der iberischen Meseta nur als „manchitas“ („Flecken“) d. h. als isolierte Schollen vorhanden und zwar in Form von Konglomeraten und Sandsteinen, den Aufbereitungsprodukten des paläozoischen Gebirges. Es wäre allerdings auch möglich, daß diese „manchitas“ die Denudationsüberreste einer ehemals viel ausgedehnteren Carbonbedeckung vorstellten. Sie werden aus den Provinzen Logroño Burgos, Quadalajara und Cuenca angegeben. Bei Henarejos in der Provinz Cuenca ist das Carbon durch eine ziemlich reichhaltige Flora ausgezeichnet.<sup>1)</sup>

Von dem Zeitpunkte an, da dieses Gebirge emporgefaltet wurde, setzte auch sofort die Denudation ein; sie erreichte ihren Höhepunkt während der langen Festlandsperiode des Perm. Das Gebirge wurde zum Rumpfgebirge.

Die Grenze vom Palaeozoicum und Mesozoicum ist durch eine deutliche Diskordanz gekennzeichnet. Die Transgression des Muschelkalkmeeres kam vermutlich von NO. Die Küste zog wahrscheinlich in einem großen gegen SO konvexen Bogen vom Cap de São Vicente in Portugal nach Norden und bildete im NO eine nach NW gerichtete, tief nach Asturien vorspringende Bucht.

Das Meer, das hier brandete, war eine Abzweigung des binnenländischen Muschelkalkmeeres, das jedoch zu gewissen Zeiten in offene Verbindung mit dem freien Ozean trat. Dafür sprechen die Triasfaunen der Balearen und von Mora de Ebro, die vielfache Anklänge an die alpine Trias verraten. Ja, die Trias der Balearen wurde früher allgemein der alpinen Facies zugerechnet. Erst TORNQUIST (s. L. 1909) hat die Zugehörigkeit der Balearentrias zur binnenländischen Facies bewiesen.

Das triadische Zeitalter bedeutete möglicherweise für Spanien nicht in dem Maße eine Ruheperiode jeglicher vulkanischer Tätigkeit, wie sie sonst für die kontinentale Facie charakteristisch ist. Vermutlich wurde gegen Ende der Trias die eben erst gebildete triadische Schichtenfolge von basischen Magmen, den „Ofitas“ und „Espilitas“, der spanischen Geologen durchbrochen (vergl. S. 92).

Die jurassischen Sedimente lagern konkordant auf der Trias. Es scheinen während des mittleren Mesozoikums lokale Bodenschwankungen in negativem Sinne die gleichmäßige Ab-

<sup>1)</sup> CORTAZAR, Mem. Com. Mapa geol. España, 1875, S. 83.

lagerung der jurassischen Sedimente gestört zu haben. Ein solches Hebungszenrum ist in der Provinz Zaragoza durch das Fehlen jurassischer Sedimente im Westen bei Alhama (a 2/3) angedeutet. Hier muß, da Kreide auf Trias liegt, eine Insel aus dem Jurameere emporgeragt haben. An der Grenze von Jura und Kreide machen sich Anzeichen einer allgemeineren Hebung bemerkbar, die zu einer vorübergehenden Emporzerrung des Nordostflügels der Meseta führte. Im Norden der Halbinsel, namentlich in der Provinz Soria, finden sich nach PALACIOS Ablagerungen von ausgesprochenem Süßwassercharakter mit Einlagerung von Kohlebänkchen, die sich der Wealdenstufe in England und Deutschland in gewisser Beziehung an die Seite stellen lassen. Diese limnische Bildung ist von PALACIOS auch in der Provinz Zaragoza in einem schmalen Streifen bei Riela (c 2) nachgewiesen. PALACIOS sagt darüber (Resña, S. 74): „El espesor total del conjunto es proximamente de 120 metros . . Sus capas se apoyan con estratificación sensiblemente concordante sobre las del lias.“ „Die Gesamtmächtigkeit des Komplexes ist annähernd 120 m . . Seine Schichten liegen deutlich konkordant über dem Lias.“ Die Einschaltung von Süßwasserbildungen findet man nur im NO der Meseta; sonst fehlt sie.

Die gewaltige, weltweit verbreitete Cenomantransgression ist auch über die iberische Meseta hereingebrochen und hat sie zum großen Teil überflutet. Aber bereits gegen Ende der Kreidezeit erhob sich die Meseta wieder aus dem Meere und bildete einen großen Kontinent. Dieser deckte sich zur Eocänzeit in seinen Umrissen ziemlich mit der heutigen Pyrenäenhalbinsel, nur im Süden und Norden mag das Meer weiter in das Land eingegriffen haben. Was nun Zentralspanien betrifft, so blieb es von diesem Zeitpunkt an bis auf den heutigen Tag ein Festland. Eine marine Überflutung fand in der Folgezeit nicht mehr statt.

Den Beginn der Tertiärzeit leiten für den ganzen nordöstlichen Teil der iberischen Scholle große tektonische Umwälzungen und Veränderungen ein. Zeitlich fallen sie zusammen mit der ersten großen Auffaltung der Pyrenäen. Da in der Provinz Zaragoza die Cenomankalke noch von den Störungen betroffen wurden, die Oligocänschichten (nach älterer Auffassung die Miocänschichten) fast an allen Punkten horizontal lagern, so wird diese zweite Zerstückelung der Meseta in die Zeit zwischen obere Kreide und Oligocän zu verlegen sein. In der Provinz Soria liegt nun in ziemlicher Verbreitung konkordant auf den Cenomankalken eine Folge von Konglomeraten, Tonen und Sandsteinen, welche ebenso wie die Kreide noch mitgefaltet

worden sind. PALACIOS bringt diese Schichtserie in Beziehung zu den eocänen, über den Nummulitenkalken liegenden Konglomeraten in Catalonien und rechnet sie dem mittleren Eocän, dem Parisien zu.<sup>1)</sup> Daraus geht unmittelbar hervor, daß die Krustenbewegungen erst nach Ablagerung dieser Schichten, also des Parisiens, einsetzen. Im Gefolge der vertikalen Verschiebungen traten Stauungserscheinungen ein, die sich in einer leichten Auffaltung der Schichten äußerten. Die Faltenachsen



Triasfalte bei Illueca.

laufen meist in der Richtung NW—SO, so bei der großen Antiklinale von Tabuenca.

Während der Eocänzeit war, wie ganz Zentralspanien, natürlich auch Zentralaragon Festland. Marines Eocän fehlt nämlich auf der ganzen nördlichen Meseta mit Ausnahme des Südfußes der Pyrenäen. Die Konglomerate, die man in den zentralen Provinzen Spaniens, Madrid, Cuenca (s. L. CORTAZAR 1875), Soria (s. L. PALACIOS 1890), an der Basis des Tertiärs antrifft, sind die Zeugen einer intensiven Denudationsperiode. An den Stellen der Provinz Zaragoza, wo Oligocän unmittelbar

<sup>1)</sup> Als Grund für diese plötzlich einsetzende Denudation, deren Zeugen ja diese Konglomerate sind, nimmt PALACIOS eine allgemeine Hebung an.

auf Palaeozoicum liegt, ist die ganze mesozoische Schichtdecke der Erosion anheimgefallen. Man wird also wohl nicht fehlgehen, wenn man diese Erosionsperiode ins Eocän verlegt. Es ist dies bereits die zweite größere Denudationsperiode, welche, im Verein mit den nebenhergehenden tektonischen Veränderungen, der iberischen Meseta neue Oberflächenformen gab und die Meseta schließlich in das Stadium einer Rumpffläche überführte.

Nach PENCK (s. L.) haben klimatische Veränderungen, der Beginn einer Trockenperiode in der Oligocänzeit, Bedingungen geschaffen, unter denen sich die im Eocän vorgebildeten Depressionsgebiete zuerst mit fluviatilen, dann mit limnischen Ablagerungen füllten. Diese Bildungen, die weite Flächen des Landes überziehen, stellen wohl einen der charakteristischsten Züge in der ganzen geologischen Geschichte der Halbinsel dar. Früher wurden diese Sedimente allgemein dem Miocän zugerechnet. VIDAL und DEPÉRET (s. L.) haben auf Grund von Fossilfunden das oligocäne Alter für die Ablagerungen des Ebrobeckens unzweifelhaft nachgewiesen und auch für die übrigen tertiären Becken Spaniens zum mindesten sehr wahrscheinlich gemacht.

Die Oligocänschichten liegen meist horizontal auf den schiefgestellten Schollen des Mesozoicums. Daß in der Provinz Zaragoza aber auch in nacholigocäner Zeit noch bedeutende Störungen vorgekommen sind, geht daraus hervor, daß an einigen Punkten, wie bei Alhama (a 2/3), die Oligocänschichten stark disloziert sind. Ja, die Gebirge im Norden des Jalón haben ihre heutige Oberflächengestaltung wohl hauptsächlich durch diese wahrscheinlich miocänen Störungen erhalten.

Wenn miocäne oder pliocäne Ablagerungen in der Provinz vorhanden sind, worüber mir Beobachtungen fehlen, so tragen sie jedenfalls den Charakter von Kontinentalbildungen.

Diluvium habe ich trotz seiner ziemlichen Verbreitung persönlich nur an wenigen Punkten angetroffen. In Form einer Flußterrasse ist es am Rio Isuela zwischen Tierga (b 1/2) und Mesones (b 2) bei der Casa d'Agudillo entwickelt. In einer Höhle über der eigentlichen Terrasse fanden sich die Reste (Fragmente von Geweih und Extremitäten, sowie ein Zahn) eines Cerviden (*Cervus elaphus* nach Bestimmung von Professor SCHLOSSER).

Spuren einer Eiszeit lassen sich in diesen Gebieten nicht nachweisen. Es könnten für eine Vergletscherung überhaupt nur die höchsten Teile in Betracht kommen; vor allem das Massiv des Moncayo (b 1). Die abgerundete, gewölbte Kuppe,

die den Gipfelteil dieses Berges bildet<sup>1)</sup>, zeigt einen Formtypus, der sich von glacialen Formen weit entfernt. Die Schneegrenze mag in diesen Gegenden, wie PENCK hervorhebt, ziemlich hoch, bei 2200—2300 m, gelegen haben. Weiter im Norden allerdings, in der Sierra d'Urbion (a. m. K.), weist nach PENCK das Vorkommen von Bergseen auf eine ehemalige Vergletscherung hin.

Ganz junge Alluvionen begleiten in schmalen Bändern die größeren Flußläufe; und auf sie ist vielfach die Bebauung des Landes beschränkt.

## VII. Geomorphologische Beobachtungen.

Obwohl Aragón einen ziemlich einheitlichen landschaftlichen Charakter trägt, der so ganz im Gegensatz zu Catalonien ein wüstenartiges Gepräge zeigt, lassen sich doch geomorphologisch mehrere durch ihre verschiedene Bodenplastik scharf umschriebene Gebiete unterscheiden.

Wenn man auf den das Jalóntal einsäumenden Hügeln bei Morata (c, 2) steht und den Blick gegen Norden schweifen läßt, so sieht man ein wildes Bergland vor sich liegen. Bei genauerer Beobachtung aber wird man bald eine Übersicht in dieses wirre Durcheinander bringen und einen Kontrast zwischen den westlichen und östlichen Gebieten herausfinden können. Im Osten prädominieren hellere Töne, dicke, z. T. ziemlich flache Schichttafeln endigen in Steilabbrüchen; das sind die Gebiete der mesozoischen Kalke und Dolomite. Im Westen dagegen liegen wie eine einzige Masse die vielfach dunkleren, steil aufgerichteten, aber stark abgewitterten Quarzite und Schiefer des Palaeozoicums mit ihren weichen, rundlichen Oberflächenformen.

Es ist das eine Charakterlandschaft, die etwas an den Kontrast erinnert, den man zwischen den krystallinen Zentralalpen und den nördlichen Kalkalpen von einem Gipfel Nordtirols oder des bayrischen Hochlandes beobachten kann.

Die paläozoischen Gebiete, denen in der Provinz Zaragoza zwei langgezogene Sierras angehören, nehmen morphologisch eine ganz gesonderte Stellung ein. Die Gebirgskonturen verlaufen in weichen, welligen Linien, nirgends trifft man steil aufragende Gipfel. Wenn man sich mitten in diesem Bergland befindet, so hat man mehr den Eindruck eines Hügellandes,

<sup>1)</sup> Eine sehr schöne Aussicht auf den Moncayo genießt man von dem Hochplateau von Tabuenca (b 1).



nicht den eines Gebirges. Diesen empfängt man erst, wenn man an einem Bruchrand des paläozoischen Horstes z. B. bei Alhama (a, 2/3) steht oder diesen aus der Ferne von einem erhöhten Standpunkt aus betrachtet. Dieses paläozoische Rumpfgebirge wird von dem Jalón in zwei tiefen, engen Schluchten im Westen und im Osten des Val d'Idubeda quer durchbrochen. Sonst sind es nur wenige Längstäler, die einige Gliederung in diesen noch ziemlich einheitlich gebliebenen Rumpf bringen.

Den zweiten morphologischen Typus, von dem ich vorher gesprochen habe, repräsentieren die Gebiete der mesozoischen Kalke und Dolomite. Je nachdem diese mesozoischen Schollen steil aufgerichtet oder söhlig gelagert sind, ist das Landschaftsbild ganz verschieden. Im ersten Fall trifft man langgezogene Kämme mit oft wild zerrissenen Gräten; wo Längstäler vorhanden sind, zeigen sie alle einen typisch asymmetrischen Bau. Im zweiten Fall aber treten weite Hochplateaus auf. Typische Beispiele für solche sind das Kreideplateau, von dem der Rio Piedra (b, 3) herabkommt, oder das Juraplateau westlich der großen Antiklinale von Tabuena (b, 1). Diese Juraplateaus gehören zu den sterilsten und wasserärmsten Gebieten der ganzen Provinz. Nur wo Mergel liegen, da können sich flache Pfützen oder auch kleinere Teiche halten, die den zahlreich hie weidenden Ziegenherden samt ihren Hirten als Wasserstellen dienen. Diese weiten Kalkplateaus sind die Heimat der Maquis, einer eigenartigen Vergesellschaftung von bestimmten Pflanzen, zu denen vor allen Cistus, Thymian und Rosmarin-Arten gehören.

Auch Stufenlandschaften trifft man in diesen mesozoischen Kalkgebieten. Das Kreideplateau im Westen des Alhamaer Triaszuges bricht in einer solchen von den Cenomankalken gebildeten Stufe gegen die Keupersenke ab. Diese Kreidestufe stellte in ihrer ersten Anlage den einen Flügel der großen Verwerfung längs des Silur-Trias-Kontaktes dar. Durch die rück-schreitende Erosion, die an der von den Keupermergeln und Cenomanarkosen gebildeten weichen Unterlage gute Angriffspunkte fand, wurde der ursprüngliche Schollenrand dieses Flügels immer weiter nach Westen verlegt und schließlich in eine typische Landstufe umgewandelt (siehe Prof. 11).

Noch auf eine merkwürdige geomorphologische Bildung möchte ich hier näher eingehen, nämlich auf das Becken von El Frasco (c, 2). Da, wo der Jalón eine plötzliche Richtungsänderung erleidet und aus der N—S-Richtung mit einem scharfen Knick in die W—O-Richtung umbiegt, liegt zwischen den Dörfern Morés (b, 2) und El Frasco das Becken von El Frasco. Von den Silurhöhen im Norden erscheint es als ein hoch über dem



# en-Erklärung:

*Alluvium.*

*Diluvium.*

K.

*Gosaukreide.*

*Kreideflysch. Senon.*

*Aptychenschichten.*

*Lias-Fleckenmergel.*

*Roter Lias.*

*Kössener Schichten.*

*Plattenkalk.*

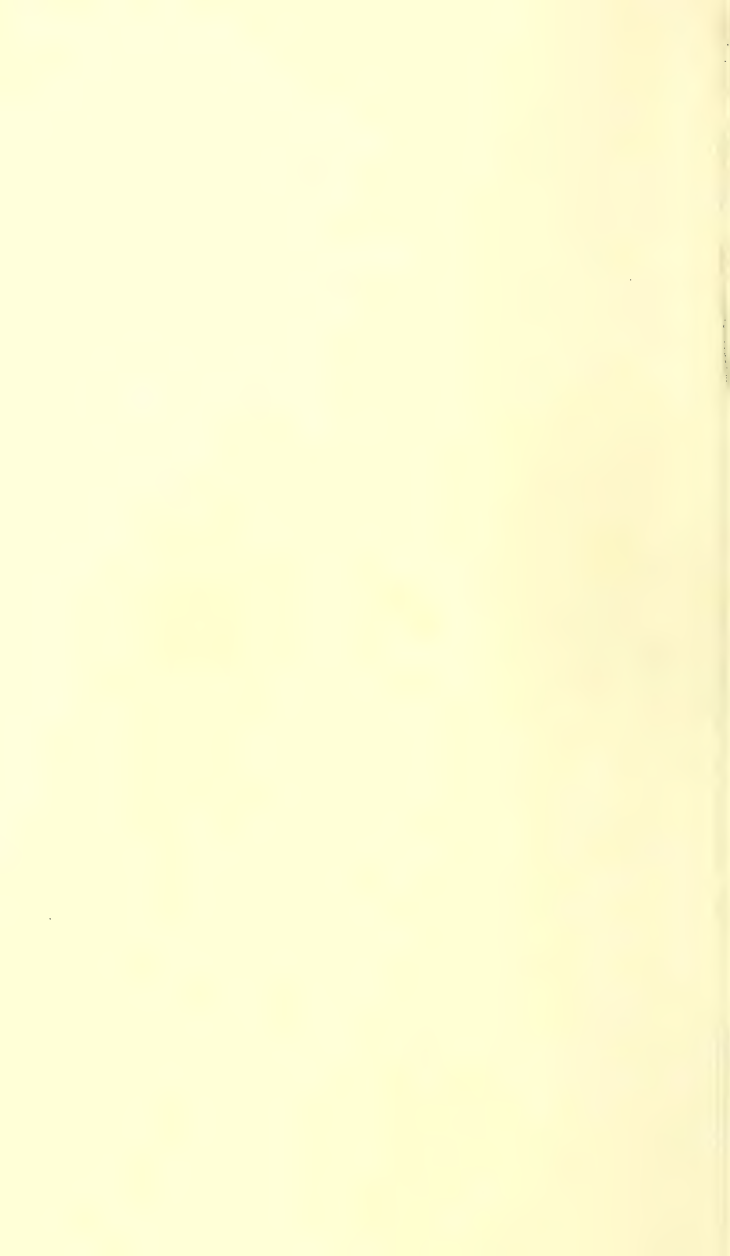
Kan

*Hauptdolomit.*

*Rauhwanke (Raibler?).*

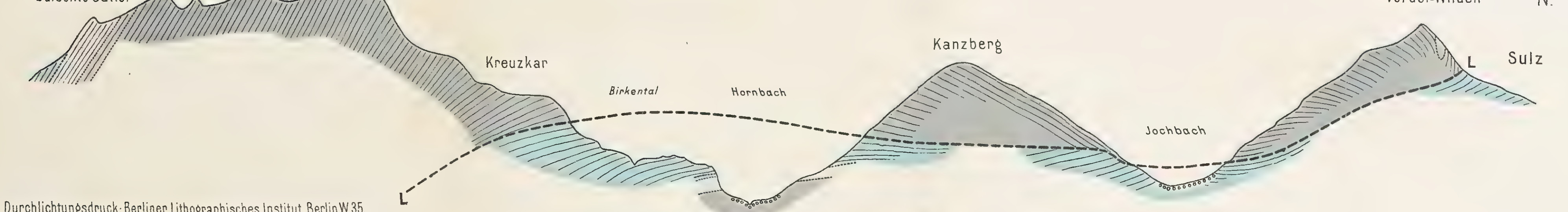
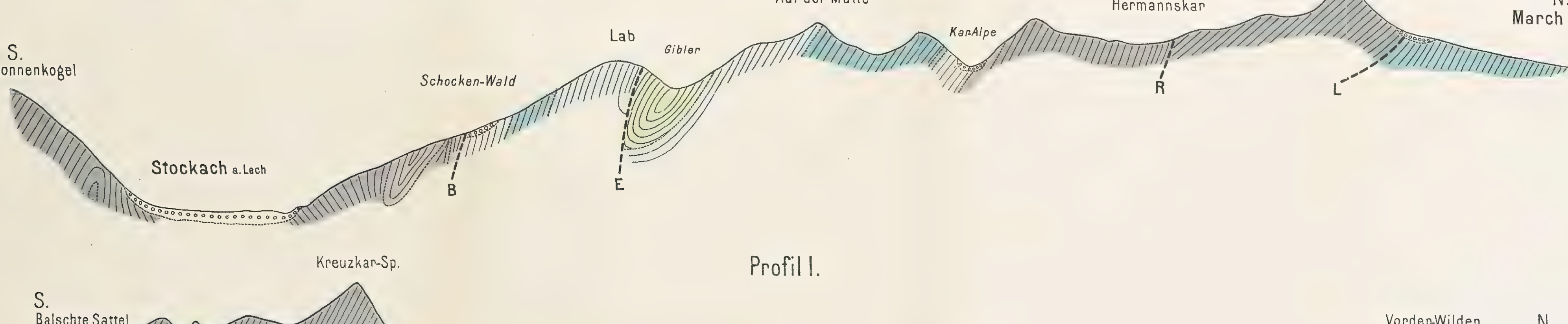
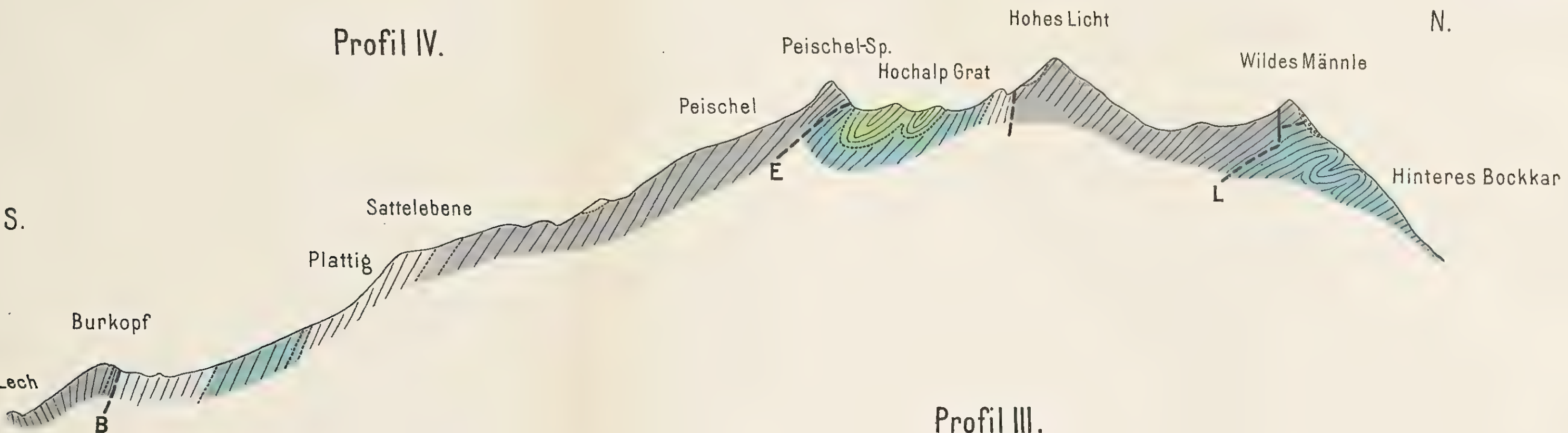
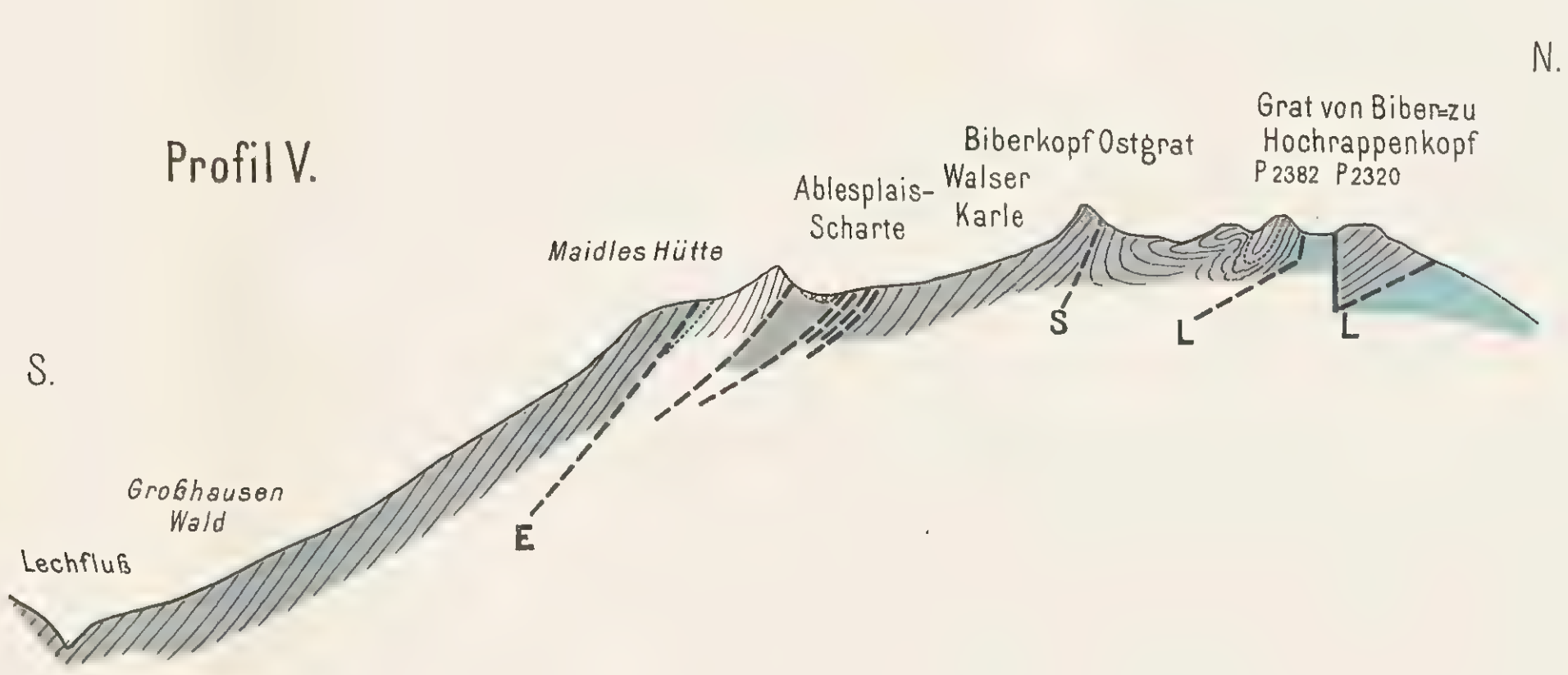
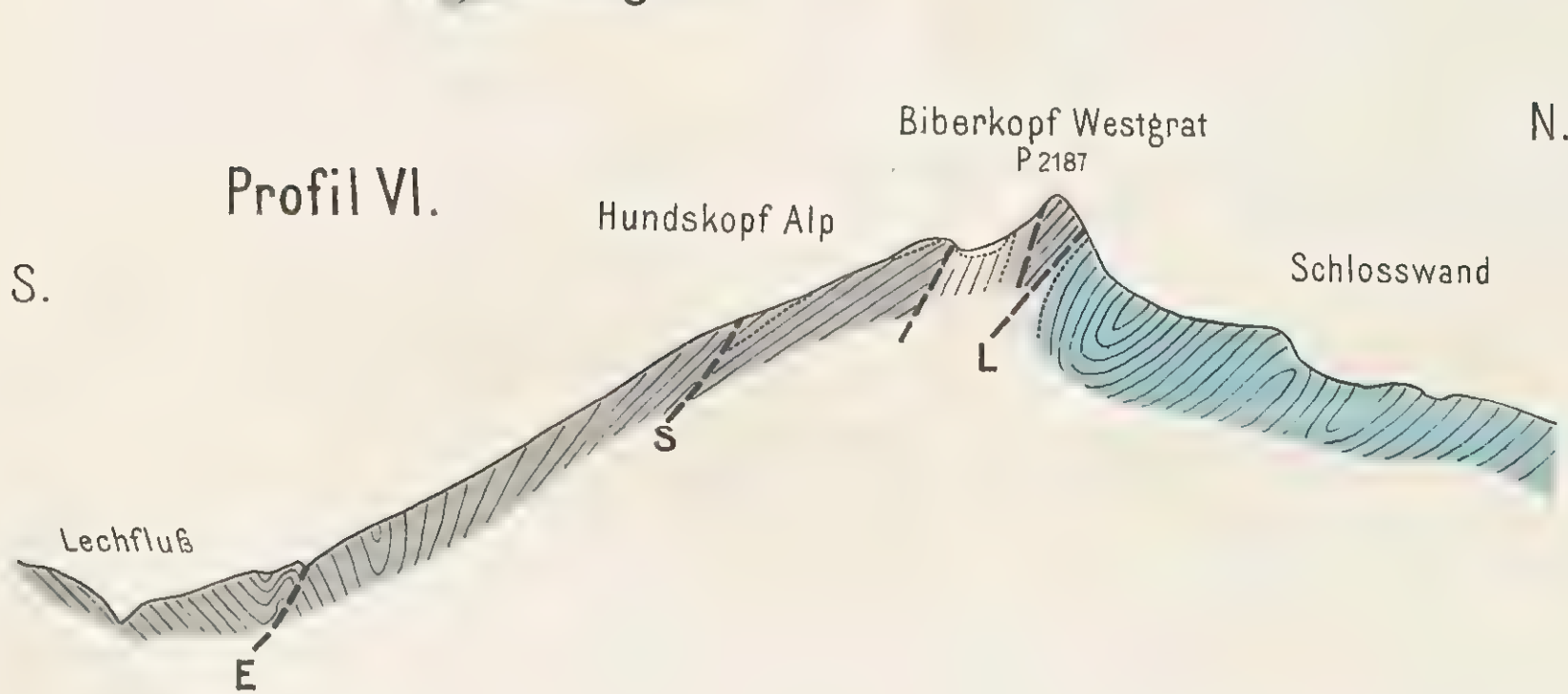
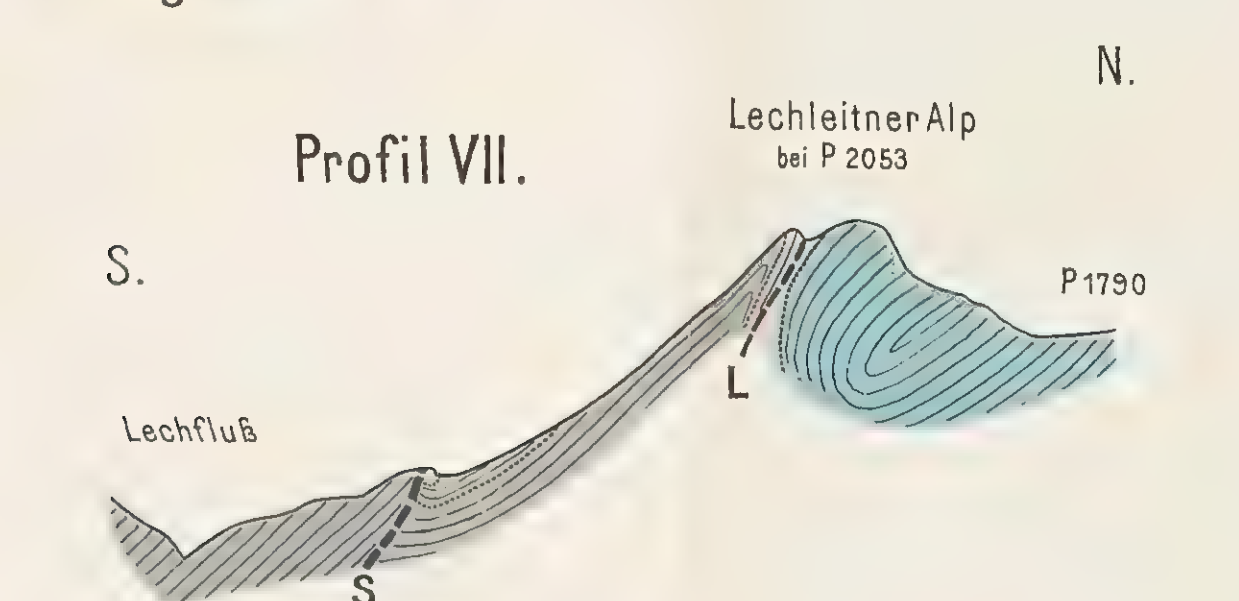
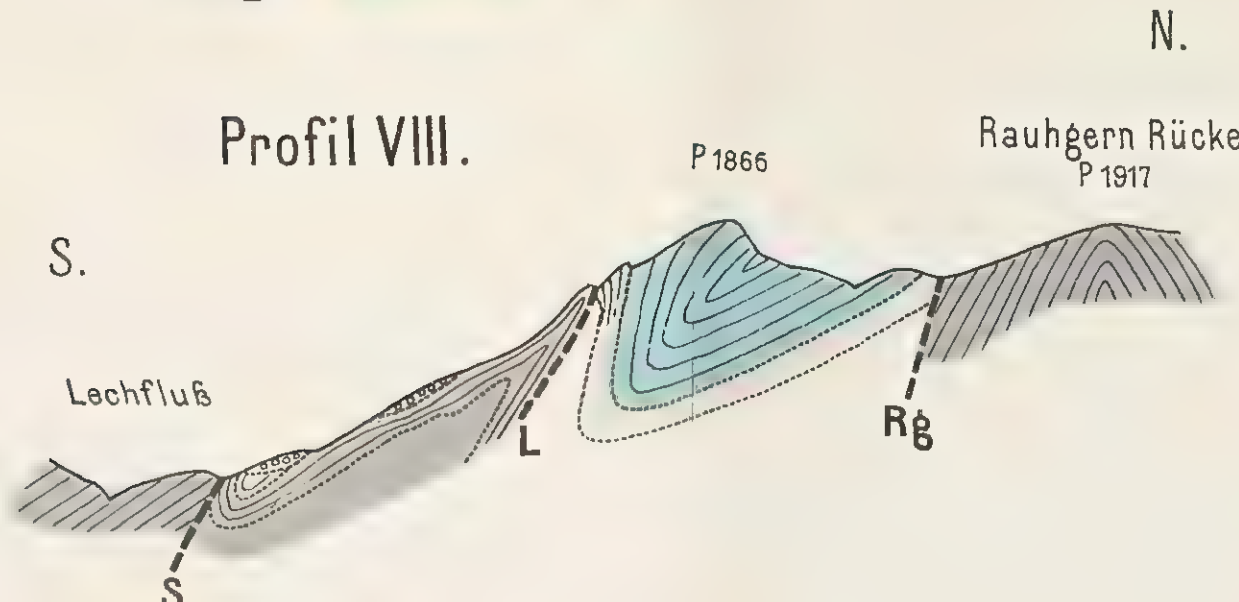
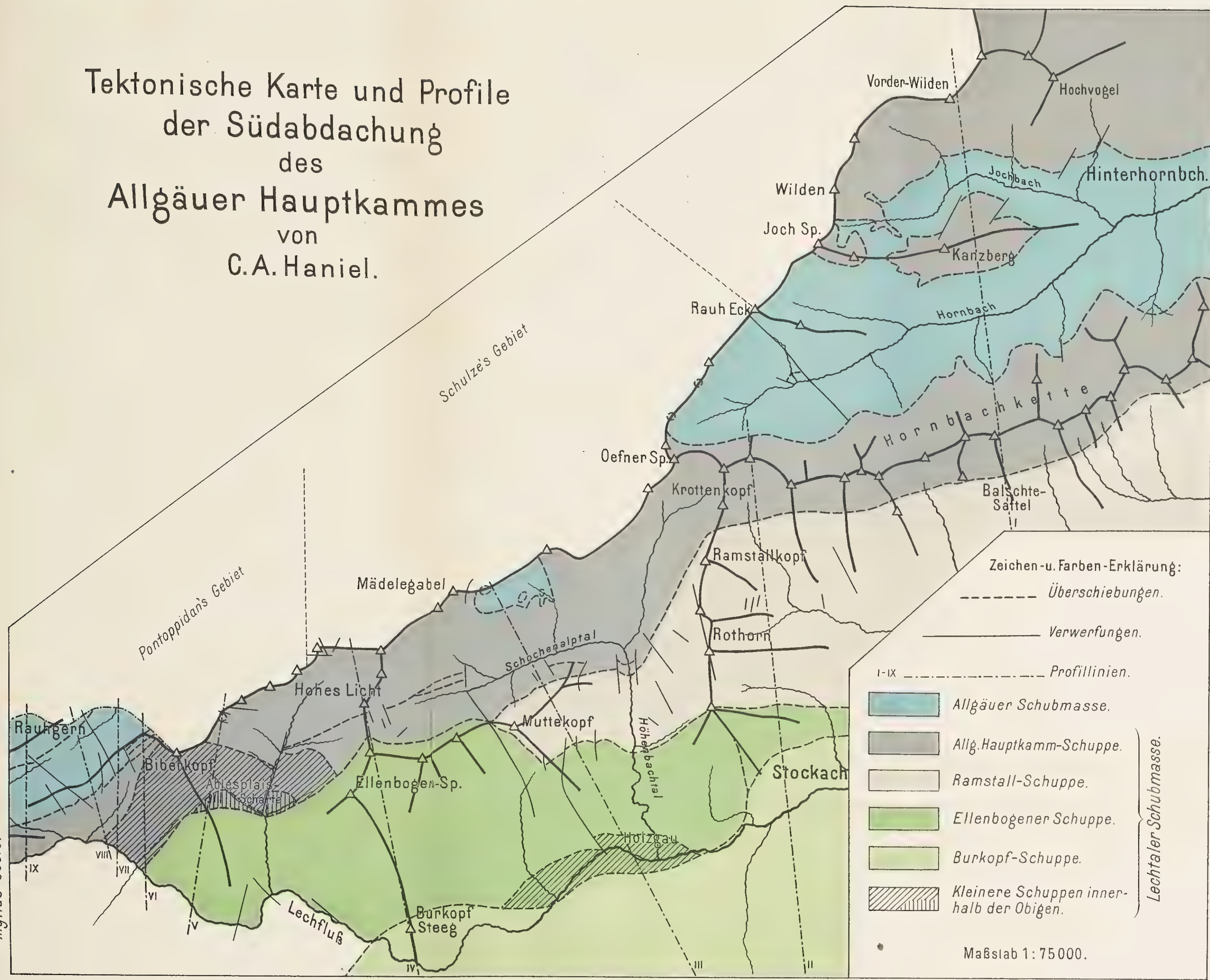
*Überschiebungen.*

ab 1 : 25000.





# Tektonische Karte und Profile der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes von C.A. Haniel.



- Farben-Erklärung:**
- Alluvium.
  - Diluvium.
  - Gosaukreide.
  - Kreideflysch. Senon.
  - Aptychenschichten.
  - Lias-Fleckenmergel.
  - Roter Lias.
  - Kössener Schichten.
  - Plattenkalk.
  - Hauptdolomit.
  - Rauhwacke (Raibler?).
  - Überschiebungen.

Maßstab 1: 25 000.





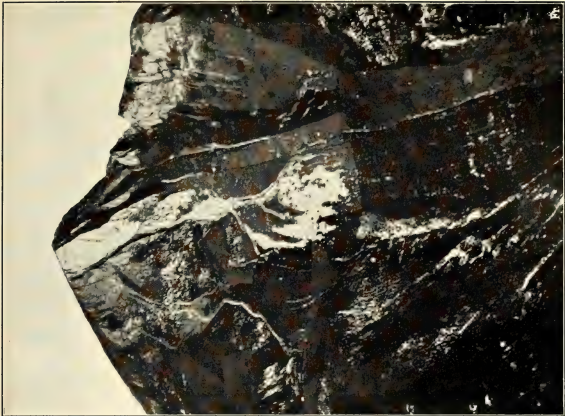


Fig. 2.  
Rothorn.

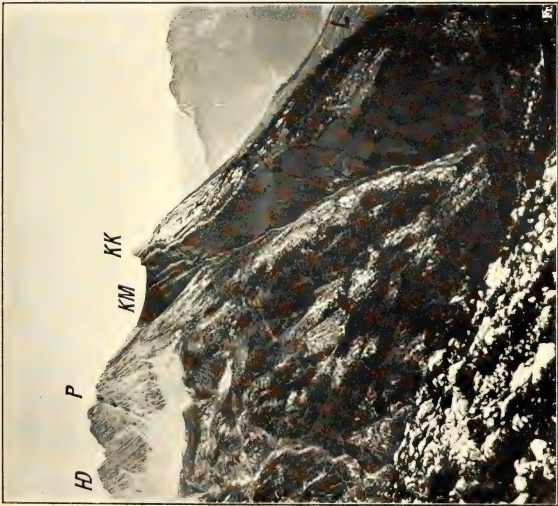


Fig. 1.  
Balsehte-Sattel.

*HD* Hauptdolomit, *P* Plattenkalk, *KM* Kößener Mergel,  
*KK* Obere Kößener Kalke, *L* Lias.







Fig. 1.  
Megalodontenquerschnitte in den Kößener Kalken an der neuen Lechstraße.

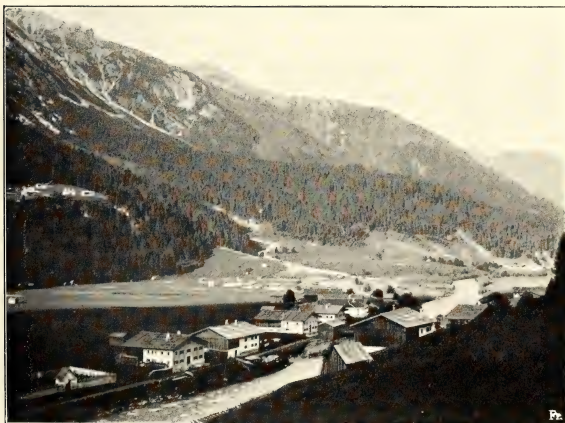


Fig. 2.  
Bergsturz bei Hägerau.



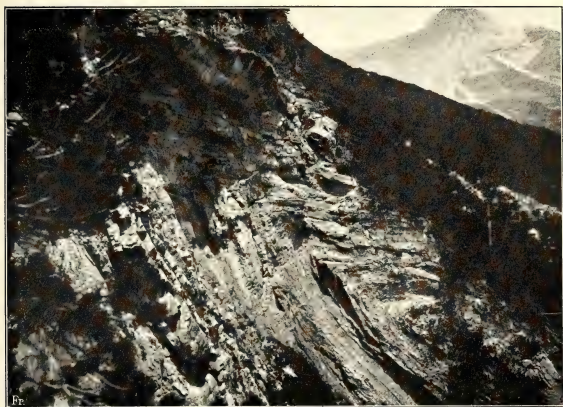


Fig. 1.  
Überkippter Plattenkalksattel bei Lechleiten.

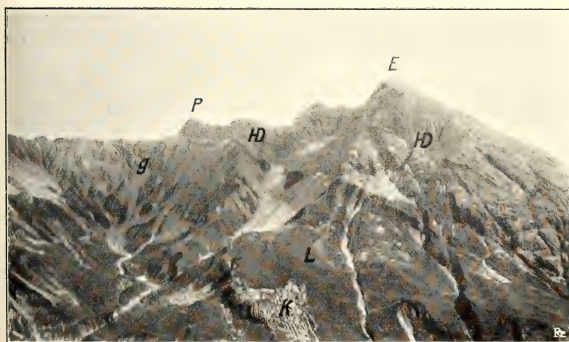
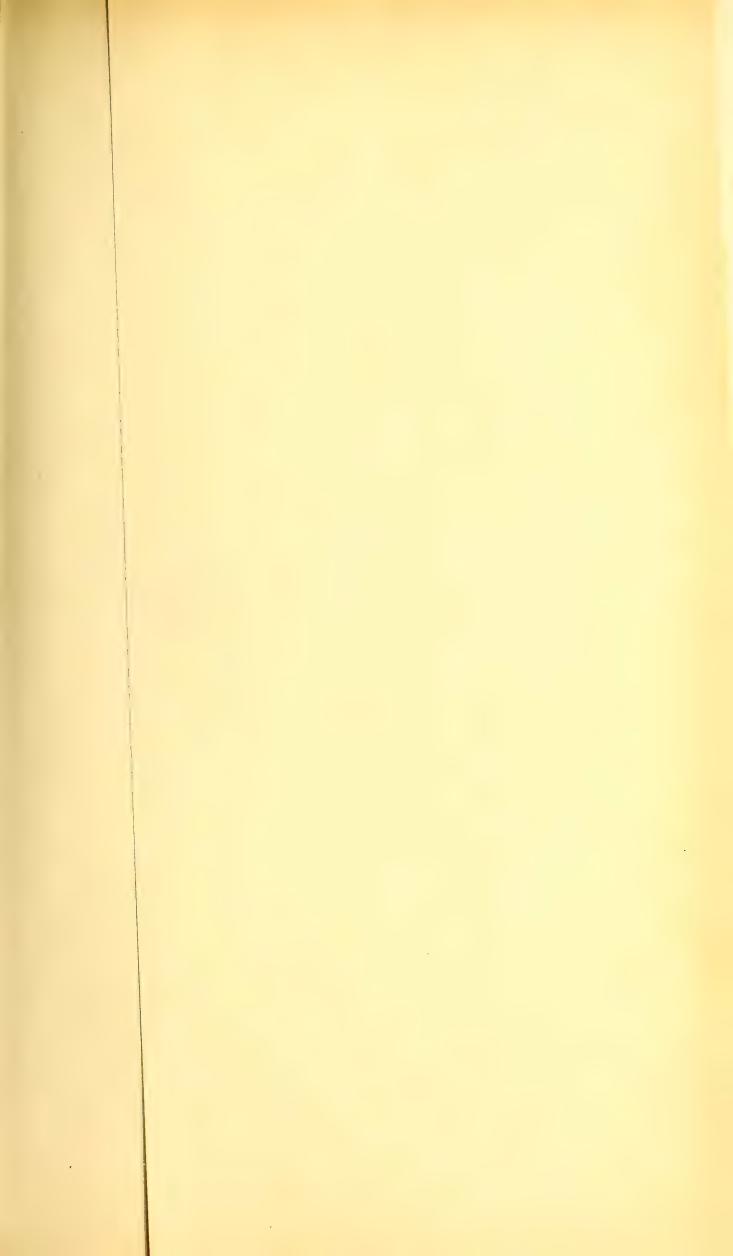


Fig. 2.  
Westseite der Ellbogner Spitze (*E*) und Peischelspitz (*P*).











Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

0 5 10 15 20 25 Kilometer

### Geologische Karte von Centralaragón, Provinz Zaragoza.

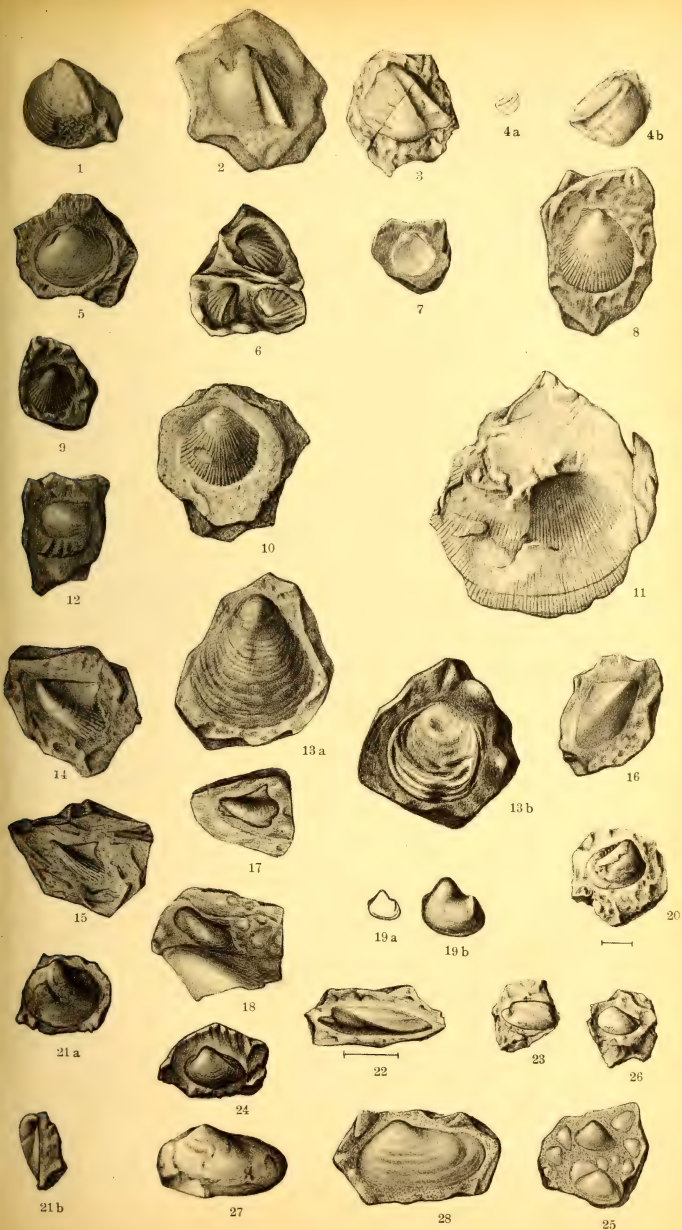
Reproduktion in 1:800000 nach dem Original in 1:400000. Ausschnitt aus dem Blatt Nr. 21 des Mapa geológico de España; ausgeführt von Dr. P. Heyder in Heidelberg.

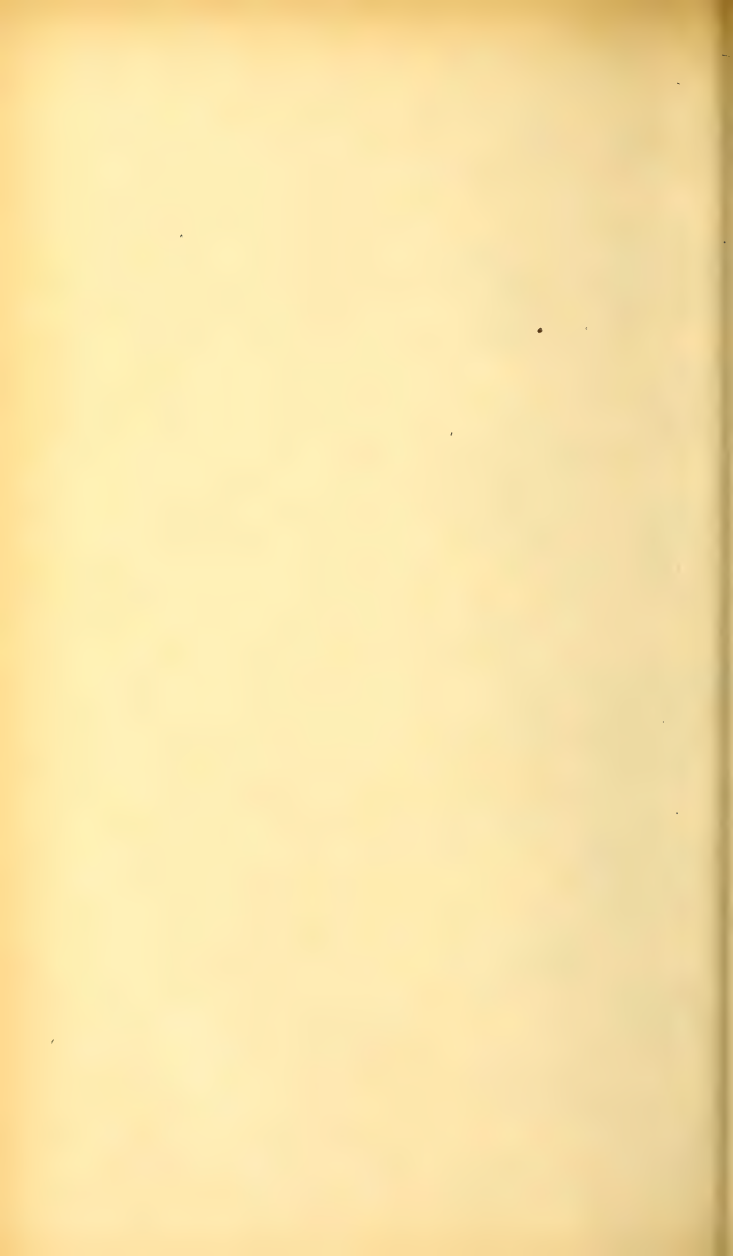




## Erklärung zu Tafel VI.

- Fig. 1. *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. Venta de los Palacios.  
Linke Klappe.
- Fig. 2 u. 3. *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. Becken von El Frasno  
Linke Klappen.
- Fig. 4 a, b. *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. var. *crassa* (var. nov.).  
Morés—Bréa.  
a) natürliche Größe, b) 3 mal vergrößert. Rechte Klappe eines  
doppelklappigen Exemplars.
- Fig. 5. *Myophoria orbicularis* BRONN. Saviñán—El Frasno.  
Rechte Klappe.
- Fig. 6. *Myophoria* cf. *vestita* v. ALB. Royuela.  
Rechte und linke Klappen.
- Fig. 7. *Pecten* sp. ex. aff. *discites* v. SCHLOTH. Boquete de Tranquera.  
Innenseite einer Klappe.
- Fig. 8 u. 9. *Pecten inaequistriatus* GOLDF. Royuela.
- Fig. 10. *Pecten inaequistriatus* GOLDF. Boquete de Tranquera.
- Fig. 11. *Daonella*? Boquete de Tranquera.
- Fig. 12. *Terquemia complicata* GOLDF. sp. Boquete de Tranquera.
- Fig. 13 a, b. *Placunopsis teruelensis* nov. spec. Royuela.  
a) gewölbte, b) flache Klappe.
- Fig. 14 u. 15. *Gervilleia subcostata* GOLDF. sp. var. *falcata* ZELLER.  
Becken von El Frasno.  
Linke Klappen.
- Fig. 16. *Gervilleia* cf. *Goldfussi* v. STROMB. sp. Becken von El Frasno.  
Rechte Klappe.
- Fig. 17 u. 18. *Gervilleia costata* var. *contracta* v. SCHAUR. sp. Royuela.  
(Fig. 18. Die Form kommt auf der Zeichnung nicht gut zum Aus-  
druck.)
- Fig. 19 a, b. *Nucula Goldfussi* v. ALB. Becken von El Frasno.  
a) natürliche Größe, b) 2 mal vergrößert. Rechte Klappe.
- Fig. 20. *Nucula Goldfussi* v. ALB. Becken von El Frasno.  
2 mal vergrößert. Linke Klappe.
- Fig. 21 a, b. *Schafhäutlia* (= *Gonodon* SCHAFH.) *Schmidi* GEIN. sp.  
Monterde.  
a) Klappe von außen gesehen, b) von der Seite gesehen.
- Fig. 22 u. 23. *Myoconcha Goldfussi* DUNK. sp. var. *hispanica* (var. nov.)  
Monterde. Fig. 22 verdrücktes Exemplar, Höhe deshalb zu gering.  
2 mal vergrößert. Beides linke Klappen.
- Fig. 24. *Pleuromya hispanica* spec. nov. Boquete de Tranquera.
- Fig. 25 u. 26. *Pseudocorbula gregaria* PHILIPPI. Royuela.
- Fig. 27. *Myacites mactroides* v. SCHLOTH. Morés—Bréa.
- Fig. 28. *Myacites compressus* SANDB. Royuela.





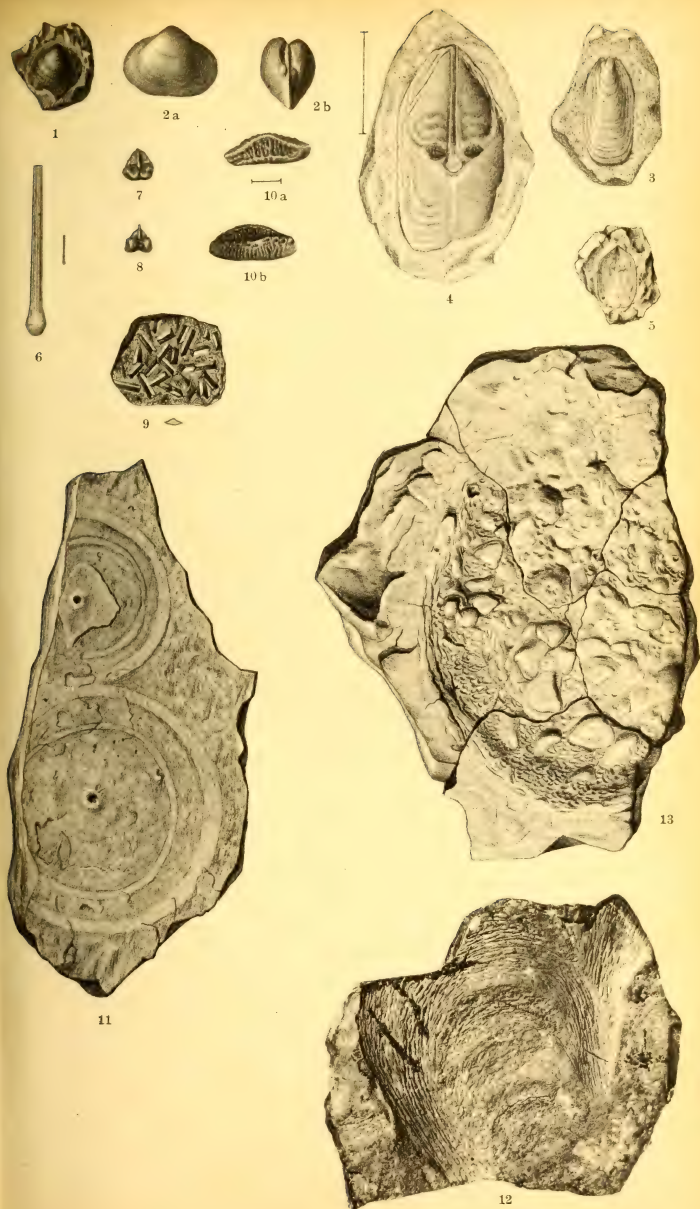




## Erläuterung zu Tafel VII.

---

- Fig. 1. *Velopecten?* spec. ind. Royuela.  
Fig. 2a, b. *Schafhäutlia?* sp. ind. Morés—Bréa.  
b) Vorder(?) - Ansicht.  
Fig. 3 u. 4. *Lingula polariformis* spec. nov. ex. aff. *polaris* LUNDGREN.  
Monterde. Fig. 4 Innenansicht einer Klappe. 2mal vergrößert.  
Fig. 5. *Lingula* sp. Saviñán—El Frasno. •  
Innenansicht einer Klappe.  
Fig. 6. *Cidaris* sp. Monterde.  
Natürliche Größe und stark vergrößert.  
Fig. 7 u. 8. Ophiurenreste. Saviñán—El Frasno.  
Zwei Wirbelkörper, von verschiedenen Seiten, stark vergrößert.  
Fig. 9. *Bactryllium* sp. Aranda.  
Ungefähr 3mal vergrößert, unten Querschnitt eines Stäbchens.  
Fig. 10 a, b. *Acrodus Salomoni* spec. nov. Monterde.  
a) von der Seite, b) von oben gesehen; beide 3mal vergrößert.  
Fig. 11. *Cyclozoon Philippi* gen. et spec. nov. Royuela.  
Fig. 12. *Rhizocorallium jenense* ZENK. Boquete de Tranquera.  
Auf die Hälfte verkleinert.  
Fig. 13. „Fossilnest“. Boquete de Tranquera.
-





GEI.D4  
w 1,3

# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

---

## A. Abhandlungen.

63. Band.

II. Heft.

April, Mai, Juni 1911.



---

Berlin 1911.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger  
Zweigniederlassung  
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)  
W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 145—288. Tafel VIII—XIV.

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1911

Vorsitzender:	Herr BRANCA	Schriftführer:	Herr BELOWSKY
Stellvertretende Vor-	" RAUFF	" BÄRTLING	
sitzende:	" WAHNSCHAFFE	" STREMMER	
Schatzmeister:	" ZIMMERMANN	" FLIEGEL	
Archivar:	" EBERDT		

## Beirat für das Jahr 1911

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen,  
C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BELOWSKY **unlichst 8 Tage** vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

**Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.**

**Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.**

**Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.**

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat **Professor Dr. Branca**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.



## Inhalt des II. Heftes.

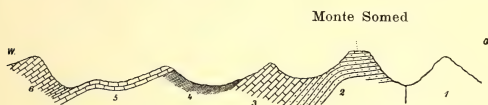
Aufsätze.	Seite
2. A. WURM: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. (Fortsetzung.) . . . . .	145
3. B. BAUMGÄRTEL: Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. (Hierzu Tafel VIII—XII und 3 Textfiguren.) . . . . .	175
4. P. KRUSCH: Die genetischen Verhältnisse der Kupfer-Erzvorkommen von Otavi. (Hierzu Tafel XIII und XIV und 7 Textfiguren.) . . . . .	240
5. O. GRUPE: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalterruptionen. (Mit 7 Textfiguren.) . . . . .	264

(Fortsetzung im nächsten Heft.)

---



Jalón gelegener Kessel, der auf den beiden dem Jalóntal zugewandten Seiten von einer gewaltigen Ringmauer von Triasdolomiten umschlossen wird. Nur im Osten umsäumen es Silurberge. Hier liegt auch die einzige Abflußrinne des Beckens, der Barranco von Purroy (b, 2). Gegen Süden zu verflacht sich die Bergumrahmung immer mehr. Den Boden des Beckens selbst bildet Buntsandstein, dessen vorherrschend tonige und mergelige Schichten die Feuchtigkeit gut zu halten vermögen und so allein die Möglichkeit für die Existenz von größeren



Prof. 11.

Querprofil an der Boquete de Tranquera.

Länge etwa 2 km.

1. Cambrium. 2. Buntsandstein. 3. Muschelkalk. 4. Keuper.  
5. Carniolas. 6. Cenomankalk.

Ölbaumbeständen abgeben. In der Tat bildet auch das Becken von El Frasno eine grüne Oase, umgeben von den öden Steinwüsten des Silurs und der Trias.

Die Entstehung dieser beckenartigen Hohlform möchte ich in Zusammenhang bringen mit der Auslaugung der Gipse des mittleren Muschelkalkes. Die Triasdolomite sind im W und N, also nach dem Jalóntal zu, steil, ja manchmal senkrecht gegen das Becken aufgerichtet. Sehr merkwürdig ist, daß da, wo der Fluß die oben erwähnte Biegung macht, auch die Triasdolomite aus der gewöhnlichen NW-Streichrichtung in die ostwestliche umbiegen. An dieser Umbiegungsstelle ist natürlich der Zusammenhang der Schichten vollständig unterbrochen und eine Zone stärkster tektonischer Störung eingeschaltet.

Einen ganz besonderen geomorphologischen Typus trifft man endlich in den Tertiärlandschaften. Diese weiten Tertiärlandschaften, in denen die Schichten meist eine vollständig horizontale Lagerung haben, verdienen aber, soweit ich sie kenne, durchaus nicht den Namen von Ebenen. Erosion und Denudation haben die ursprünglich zusammenhängende Schichtplatte in ein System von Tafelbergen aufgelöst. Meistens tragen diese Tertiärlandschaften den Charakter eines welligen Hügellandes, in dem beinahe alle Vegetation fehlt, wie z. B. in dem Llano de Plasencia (c, 1) nördlich vom Jalón.

Nichts kann bessere Einblicke in die Entwicklung und allmähliche Umformung eines Gebirgssystems durch Erosion geben als diese Tertiärlandschaft. Der primäre Typus ist der Tafelberg, der aus dem Plateau durch Einschnelden der Täler entstanden ist. Die breite Gipfelfläche des Tafelberges verschmälert sich mit dem Fortschreiten der Erosion zum Kamm. Selten ist dieser schon durch weitere Zergliederung in eine Anzahl Gipfel aufgelöst. Die Abhänge der Berge sehen mit ihrem komplizierten System von Erosionsfurchen und dazwischen stehengebliebenen steilen Graten wie modelliert aus. Der allgemeine Charakter dieser Gegenden kann als Typus einer terrassenförmigen Tafellandschaft gelten.

Einen ganz eigentümlichen Anblick bieten die Tertiärberge zwischen Calatayud und Terrer (b, 2). Ihre Gipfelplateaus sehen wie beschneit aus von dem reichlichen Ausblühen leicht löslicher Salze, hauptsächlich von Epsomit ( $\text{Mg SO}_4 + 7 \text{ H}_2 \text{ O}$ ). Schon der bekannte Chemiker PROUST schreibt darüber an einen Bekannten<sup>1)</sup>: Pero lo que me causó más novedad fué el ver entre Teray y Calatayud una montaña de tal modo encane-cida por esta sal, que no pude resistir el ansia de baxar del coche para asegurarme por mí mismo de que no era nieve.“ „Was mich aber ganz besonders interessierte, war ein Gebirge zwischen Terray und Calatayud, das von dem Ausblühen dieses Salzes so weiß war, daß ich nicht widerstehen konnte, aus der Kutsche zu steigen, um mich persönlich zu versichern, daß es nicht Schnee sei.“

### VIII. Lokalbeschreibung.

#### Calatayud — Triaszug von Alhama.

Calatayud liegt 552 m hoch im weiten Jalóntale, dessen Bebauung sehr reich und vielfältig ist. Große Schöpfträder, die die Ufer des Flusses begleiten, heben das Wasser aus dem tiefgelegenen Flußbett in ein höheres Niveau, von wo es durch ein umfangreiches Kanalsystem in den Feldern verteilt wird. Das Jalóntal dürfte, wie schon früher erwähnt, aller Wahrscheinlichkeit nach zum größten Teil ein Erosionstal sein, schon deshalb, weil es nicht parallel den in Centralaragón NW—SO gerichteten Störungslinien läuft, sondern sie fast rechtwinklig schneidet. Die Tertiärschichten, wahrscheinlich dem Oligocän zugehörig, die aus einem beständigen Wechsel von Kalken, Mergeln und

<sup>1)</sup> AUS PALACIOS: Reseña, S. 101. Fußnote.

Gipsen bestehen, liegen am linken Ufer bei Calatayud beinahe horizontal und bilden eine gegen 100 m hohe senkrechte Steilwand. Die rechte Talseite zeigt ein ganz anderes Bild; mit mäßigem Anstieg gehen hier die Tertiärhügel allmählich in höhere Berge über; eine Steilterrasse fehlt. Genau denselben morphologischen Kontrast, nur in viel größerem Maßstab, zeigt das Ebrotal bei Zaragoza; auch hier ist es die linke Talseite, die in einer senkrechten Wand abbricht und aus der Ferne von den Bergen im Norden des Jalón wie eine gewaltige Mauer erscheint. In der Steilwand des Jalón sind oberhalb Calatayud Höhlenwohnungen ausgehauen, ja eine ganze Troglodytenkolonie hat sich hier angesiedelt. Unter anderem zeigt man als Sehenswürdigkeit eine Kapelle ganz aus dem Stein heraus gehauen, deren Wände mit einem dichten Belag feinsten Seidennadeln von Epsomit<sup>1)</sup> austapeziert sind. Dieses Salz ist nach PALACIOS neben Glaubersalz (Mirabilit) in den Tertiärschichten zwischen Calatayud und Terror (b, 2) sehr verbreitet. Die Eisenbahnfahrt von Calatayud nach Terror bietet prächtige Ausblicke auf die Tertiärlandschaft. Die einzelnen Gipfelplateaus blinken in der Sonne schneeweiß von dem Ausblühen der vorhergenannten Salze.

Hat man diese Tertiärlandschaft nach W durchfahren, so verengert sich das Tal des Jalón und nimmt einen vollständig anderen Charakter an. In tiefer Schlucht wälzt sich der Fluß dahin, zu beiden Seiten steigen stark gefaltete silurische Schiefer zu hohen Bergen auf. Kurz vor Alhama (a, 2/3) öffnet sich ein breiter Talkessel, der selbst wieder durch einen Querriegel, das Kreidegebirge, gegen das tertiäre Becken von Almazán abgeschlossen ist. Im engen Durchbruch des Jalón durch die Kreidekalke liegt Alhama (a, 2/3), der berühmte Badeort. Die Thermalwässer (Temperatur 33° C), welchen Alhama seinen Ruf verdankt, entspringen oberflächlich aus den Oligocänkonglomeraten; ihr eigentlicher Ursprung, sagt PALACIOS, liege in den Kreidekalken. Jedenfalls ist ihr Zutagetreten gerade an dieser Stelle nicht zufällig, sondern in der ganzen Tektonik wohl begründet. Die Kreidekalke, die noch kurz vor Alhama am Cerro de la Muela (siehe Prof. 10, S. 132) mit kleinen wellenförmigen Falten gegen Westen ziehen, brechen an der Jalónbrücke im Orte Alhama mit einer rechtwinkligen Falte senkrecht ab. In der engen Schlucht, in der der Kurort Alhama liegt, stehen die Schichten fast senkrecht und tauchen schließlich unter die ebenfalls gestörten

<sup>1)</sup> Sal de Calatayud genannt. DONAYRE, S. 97. Vergl. S. 146.

Oligocänschichten unter. Diese starken Störungen bahnten den jedenfalls juvenilen Thermalwässern ihren Weg an die Oberfläche.

Nördlich von Alhama öffnet sich, wie schon erwähnt, ein weiter Talkessel, begrenzt von dem Kreidezug des Muela im Westen, von der Kreideinsel des Martillo del Diablo im NO, im Süden von der Fortsetzung des Alhamaer-Kreidezuges. Dicht bei Alhama, wo er von Alluvionen des Jalón bedeckt ist, trägt er fruchtbare Anpflanzungen. Nur in seinem nördlichen Teil geht er in eine sterile Viehweide über. Zahlreiche Pfützen, die sich auch während der trockenen Jahreszeit halten, bekunden durch ihren salzigen Geschmack wie auch durch das Ausblühen von Salz in ihrer Nähe, daß der Untergrund salzführend ist. Einige Gipsgruben geben noch näheren Aufschluß über die Zusammensetzung des Untergrundes. Der ganze Talkessel von Alhama wird von Keupermergeln unterteuft. In einer Gipsgrube beobachtete ich kompakte graue Gipse in Bänken bis zu 2 m Dicke. Die Keupermergel fallen 20° bis 30° gegen SW ein. Blickt man vom Talkessel von Alhama gegen NO, so sieht man zu Füßen der hohen Silurberge einen niedrigen Bergkamm, die Triaskette. Was zunächst in die Augen fällt, sind die dem Beschauer zugewandten Schichtflächen des Muschelkalkes, die mit 51° gegen SW geneigt, aus dem Valdeloso hervorkommen und mit N 38 W-Streichen südlich vom Jalóndurchbruch hinter der Kreideinsel des Martillo del Diablo verschwinden. Über den Muschelkalk legen sich die Keupermergel. Die Keuperzone prägt sich in ihrem ganzen Verlauf von NW nach SO als morphologische Senke aus und gewinnt streckenweise einen richtungsbestimmenden Einfluß auf das Flußsystem. Dieser Keupersenke gehören an im Norden des Jalón das Valdeloso, im Süden ein kurzes Stück des Rio Piedratales von Nuévalos (b, 3) an, noch weiter südlich das Tal des Rio Ortiz von Monterde (b, 3) bis zu seiner Mündung in den Rio Piedra.

Einen ausgezeichneten Aufschluß der Triaskette bildet der schon vorhergenannte Durchbruch des Jalón. Die Basalkonglomerate des Buntsandsteins, die pudingas, sind hier nicht zu sehen. Jedoch ist dieses Fehlen nur scheinbar; sie liegen infolge einer Verwerfung, die || dem Streichen des ganzen Triaszuges N 38 W zieht, in der Tiefe. Diese Verwerfung, die für die allgemeine Tektonik des Gebietes von großer Bedeutung ist, läßt sich in dem Verlauf des Triaszuges nach Norden und Süden verfolgen.

Die Kreideinsel der Solana und des Martillo del Diablo



am Jalóndurchbruch ist durch ein tiefes Tal von der Triaskette getrennt. Sie liegt als isolierte Scholle mit merklicher Diskordanz auf den Triasmergeln. Diese Diskordanz findet ihre Erklärung in dem völligen Ausfall des Jura in diesen Gegenden, was auf eine längere Land- und Erosionsperiode deutet. Im ganzen Triaszug von Alhama liegen direkt über der Trias fast überall die Arkosen des Cenomans, über denen noch ein mächtiger Komplex von Cenomankalken folgt. Allzu große Ausdehnung besitzt das Gebiet, in dem die Jurasedimente fehlen, nicht. Sowohl im Norden bei Bijuesca (a, 2) wie im Süden bei Cimballa (b, 3) finden sich wieder Jurasedimente. Trias und Kreide sind also durch eine Erosionsdiskordanz getrennt.

Die Straße von Alhama (a, 2/3) nach Nuévalos (b, 3) führt längs der Kontaktlinie von Trias und Kreide. Da wo der Rio Mesa aus dem Kreidegebirge hervorkommt, breitet sich ein weiter Talkessel aus, der von den Kreidekalken im SW, der Triaskette im NO, im N und S von Keupermergeln umschlossen wird. Hier durchbricht der Rio Mesa die Trias in enger Schlucht, der sogenannten Boquete<sup>1)</sup> de Tranquera, in der einzelne Lehmhütten zerstreut liegen, die Granja de Samed. Im Hintergrund der Boquete liegt in sanften Bergformen das Cambrium, an dem die Trias, wie am Jalóndurchbruche an Silur, durch die vorhergenannte Verwerfung abgeschnitten wird. (Prof. 11, S. 145.) Einer abgestumpften Pyramide gleich erhebt sich in der Boquete selbst der Monte Samed, in seinem basalen Teil ganz aus Buntsandstein mit Konglomeraten aufgebaut, nur in seinem Gipfelteil von einer Kappe von Dolomiten gekrönt. Am Monte Samed liegen die Schichten fast horizontal, nur ganz wenig nach Südwesten geneigt. Auf der Westseite des Monte Samed biegen die Buntsandsteinschichten in einer Flexur fast rechtwinklig ab. Diese steht wohl in direktem Zusammenhang mit der großen Störungslinie am Kontakt der Trias mit dem Palaeozoicum. Der Muschelkalk ist an der Boquete in seiner ganzen Mächtigkeit von den Basisdolomiten bis zu den Keupermergeln aufgeschlossen. Streichen und Fallen ist das gleiche wie bei Alhama. Er ist hier verhältnismäßig reichlich fossilführend. So habe ich an dem Abhang oberhalb der Straße gesammelt: *Pecten inaequistriatus* GOLDF., *Pecten* sp. ex aff. *discites* v. SCHLOTH., *Gervilleia* sp., *Daonella* ? *Terquemia complicata* GOLDF. sp., *Pleuromya hispanica* sp. nov., *Anodontophora* sp., *Lingula*. Zu mächtiger Entwicklung gelangen die Keuper-

<sup>1)</sup> Enge-Schlucht.

mergel, die in ihrem unteren Teil gipsfrei sind, in ihrem oberen aber Gips in allen Varietäten und Farben führen. Etwas abseits der Straße, ganz in der Nähe des Peones Camineros (Straßenwärter) Häuschens durchzieht die Gipsmergel eine fossilführende dolomitische Steinmergelbank, die mir undeutliche Abdrücke von *Anodontophora*? lieferte. Zwischen Keuper und Cenoman schaltet sich am rechten Ufer des Rio Mesa eine 30—40 m mächtige Carniolaslinse ein, die sich schon vor Nuévalos (b, 3) wieder auskeilt. Die Cenomanarkosen fehlen an dieser Stelle fast vollständig, so daß die Carniolas in direkten Kontakt mit den Kreidekalken treten. Hier an dieser Stelle hat also die Erosion die triadischen Schichten nur wenig zerstört. Im Norden bei Alhama fehlen die Carniolas vollständig. Dort oder vielleicht noch weiter im Norden bei Bijuesca (a, 2), wo nach PALACIOS Kreidearkosen direkt auf Muschelkalk liegen, mögen die Kulminationszentren des Landes gelegen haben.

Die Wasserscheide zwischen Rio Mesa und Rio Piedra, an der die Straße nun emporsteigt, wird von einer mächtigen Barre von Keupermergeln gebildet. Von der Höhe der Wasserscheide übersieht man das Tal des Rio Piedra, der merkwürdigerweise nicht der Keupersenke folgt, sondern sich in östlicher Richtung einen Durchbruch durch die Triaskette gebahnt hat. An dieser Boquéra ist wieder Buntsandstein und Muschelkalk vorzüglich aufgeschlossen. Namentlich ist hier die rechtwinklige Flexur noch deutlicher als an der Westseite des Monte Somed sichtbar.

Nuévalos (b, 3) liegt auf einer diluvialen Tuff- und Schotterterrasse, da wo der Rio Piedra aus seiner tiefen Schlucht, die er in die Kreidekalke gegraben hat, hervorbricht und über die Kreidestufe in das Keupertal hinabstürzt. Das berühmte Monasterio de Piedra (b, 3), ein altes Kloster, liegt auf dem ringsum öden Kreideplateau, inmitten einer üppigen „Huerta“<sup>1)</sup> an der Stelle, wo sich der Rio Piedra mit mächtigem Wasserfall in den engen Barranco hinabstürzt, der ihn bis Nuévalos begleitet.

Das Flußtal des Rio Ortiz, der unterhalb Nuévalos in den Rio Piedra mündet, stellt den Typus einer Keuperlandschaft dar. Im Gegensatz zum sterilen Kreideplateau ist es stark bebaut. Namentlich steht hier der Weinbau in großer Blüte.

Monterde (b, 3), ein stattliches „Pueblo“ (Dorf), das im Tale des Rio Ortiz liegt, ist auf den Dolomiten des Muschel-

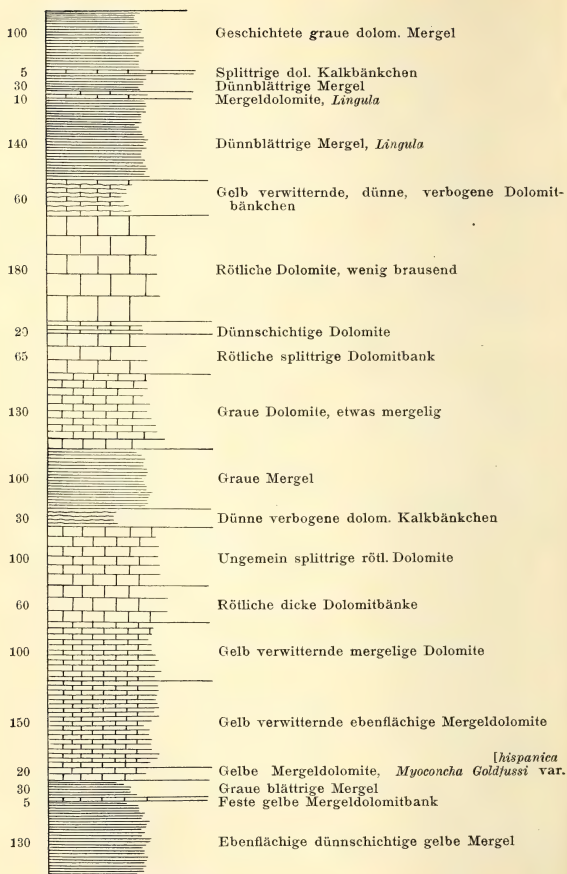
<sup>1)</sup> Anpflanzung.

kalkes erbaut. Hinter Monterde schließt sich das Tal zu einem tiefen, engen Barranco, in dem sich der Rio Ortiz durch die Triaskette Bahn gebrochen hat. Aus dieser Klamm steigt mit fast senkrechten Wänden der Monte Laos<sup>1)</sup> empor, der zum größten Teil aus Muschelkalk aufgebaut ist. Hier am Monte Laos und auf der anderen Seite des Flusses am rechten Talgehänge des Rio Ortiz über den Weinbergen ist das umstehende Profil durch den Muschelkalk aufgenommen (siehe Prof. 12). Die Fossilführung ist ziemlich spärlich, nur der obere Teil enthält einige Fossilbänke. Gesammelt habe ich: *Schafhäutlia* (= *Gonodon* SCHAFFH.) *Schmidi* GEIN. sp., *Myoconcha Goldfussi* DUNK sp. var. *hispanica* var. nov., *Pleuromya*?, *Lingula*, *Cidaris*-Stacheln, Gastropoden. DONAYRE führt aus dem Muschelkalk von Monterde an: „*Astarte triasina* (KOEN.), *Avicula socialis* (ALBERTI), *Posidonomya minuta* (ZIETEN), *Lingula tenuissima* (BRONN).“

Die Umgebung Monterdes gegen Norden hat Keupermergel als Untergrund und ist wie kaum ein zweiter Punkt in der Provinz Zaragoza zum Studium des Keupers geeignet. Der Keuper von Monterde verdient wegen seiner Mineral- und Fossilführung besonderes Interesse. Monterde ist neben Molina de Aragón eine reiche Fundstätte der berühmten spanischen Aragonitdrillinge. Merkwürdig ist, daß ihr Vorkommen lokal eng begrenzt ist, daß sie sich an gewissen Punkten in kolossaler Menge anreichern, während sie anderswo völlig fehlen oder nur in kümmerlichen Exemplaren vorhanden sind. Eine reiche Ausbeute an schönen großen Krystallen lieferte mir der Keuperhang, der sich in ungefähr 1—1½ km Entfernung von Monterde rechter Hand vom Saumpfad nach dem Monasterio de Piedra emporzieht. Das Gelände ist von zahlreichen Wasserrissen durchfurcht, in denen das herabfließende Wasser die Aragonitkrystalle prachtvoll aus dem leichtlöslichen Gips herausmodelliert hat.

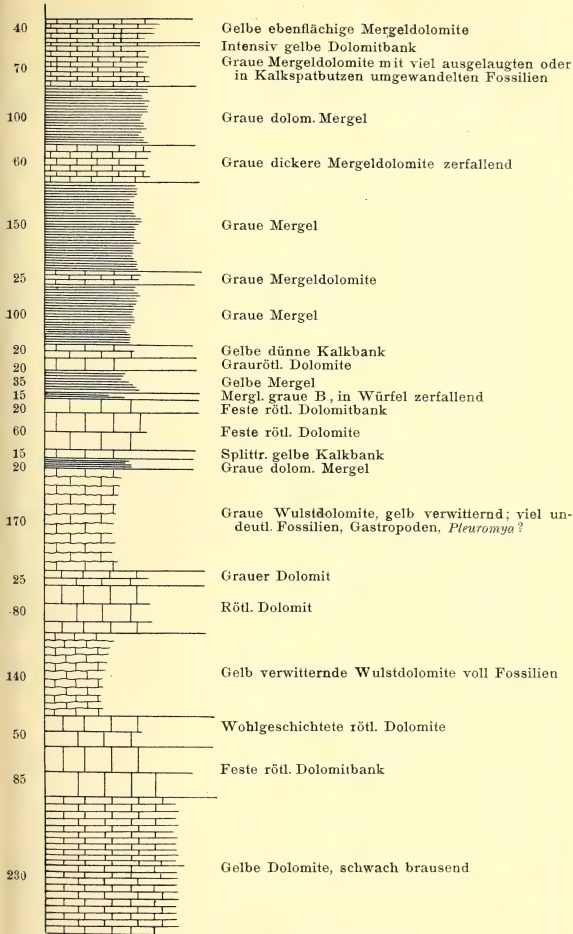
Die Umgebung Monterde ist auch der einzige Punkt, der mir bestimmbare Keuperfossilien lieferte. Da wo sich die Saumpfade von Nuévalos und vom Monasterio kurz vor Monterde vereinigen, durchziehen die Gipsmergel mehrere Steinmergelbänke, von denen eine sich fast nur aus Steinkernen eines Zweischalers zusammensetzt. Eine andere ist bedeckt mit Resten, die wahrscheinlich Ostracoden angehören, ferner finden sich auf ihr *Pleuromya*, ein länglicher *Myacites* und *Lingula*. Steigt man von dieser Stelle das von Wasserrissen

<sup>1)</sup> Mit diesem Namen bezeichneten mir die Einwohner Monterdes den Berg. Ich kann jedoch für die richtige Schreibweise nicht bürgen.

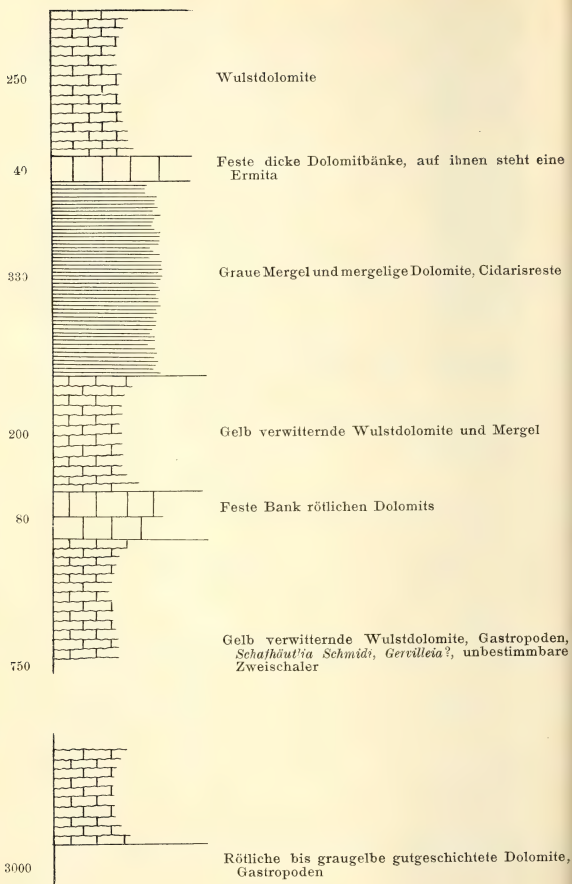


Prof. 12a (obere Fortsetzung von b').

Muschelkalkprofil bei Monterde.



Prof. 12b (obere Fortsetzung von c).  
Muschelkalkprofil bei Monterde.



Prof. 12 c.

Muschelkalkprofil bei Monterde.



tief durchfurchte Gehänge empor, so beobachtet man vereinzelt ein paar helle Sandsteinbänke, die sich zwischen die Gipsmergel einschalten und aus dem Gelände hervortreten. In einer derselben, etwa 50 m über dem Muschelkalk, habe ich eine auffallend große *Lingula*, *Lingula polariformis* sp. nov. ex. aff. *polaris* LUNDGREN und einen Zahn *Acrodus Salomoni* nov. spec., außerdem Knochen und Pflanzenreste (*Equisetites*) gesammelt.

Wendet man sich noch höher empor und folgt dann nach links dem Kontakt von Keuper und Muschelkalk, so gelangt man an eine merkwürdige Bergkuppe, die inselartig aus dem Keupergelände emporragt. Das Gestein, das sie zusammensetzt, ist eine Breccie, die mit deutlicher Diskordanz den Keupermergeln auflagert. Diese Breccie besteht der Hauptsache nach aus Kalkstücken, die anscheinend durch rotes Keupermaterial verkittet sind. Sie gehören der jüngeren Geschichte Monterdes, wahrscheinlich dem Oligocän an und dürften ihrer Entstehung nach fluviatiler Natur sein. Von dem Gipfel dieses Inselberges genießt man eine prächtige Aussicht und übersieht den ganzen geologischen Aufbau der Gegend, in der auf so engem Raum so viele geologische Formationen zusammengedrängt sind. Im Osten, mehr im Hintergrund, liegen die weichen abgerundeten Bergformen des Cambriums; auf diese folgt der scharfumrissene Bergkamm der Trias, an den sich die breite Keupermulde anschließt. Aus dieser steigen mit fast senkrechtem Anstieg die fast horizontal-gelagerten Kreidekalke empor, eine ausgeprägte landschaftliche Stufe bildend. Sie gehen in ein ödes Plateau über, dem im NW eine tertiäre Decke aufliegt.

### Illueca — Tierga — Tabuenca.

Wer, von Aranda (b, 1/2) kommend, sich dem stattlichen Dorf Illueca (b, 2) nähert, dem kann die eigenartige Form des Cerro San Babil nicht entgehen. Dieser Berg, der die ganze Landschaft beherrscht, ist eine einzige gewaltige Antiklinalfalte, an deren Aufbau Muschelkalk, Keupermergel und Carñiolas teilnehmen (siehe Bild auf S. 141). Die obere Decke der Falte, die Carñiolas, ist aufgebrochen, und unter dem Einfluß der Erosion hat sich in den weichen Keupermergeln eine leichte topographische Mulde ausgebildet. Es ist bemerkenswert, daß die Achsenrichtung dieser Falte sich genau in den allgemeinen Aufbau des Gebirges einfügt und parallel den NW—SO gerichteten Störungslinien verläuft.

Nicht weit östlich von Illueca liegt die Ermita San Babil; hier zieht ein Tal empor, in dem ein kleiner Bach sein Wasser nach dem Rio Aranda hinabsendet. Diesem Tal folgt auch der Saumpfad nach Tierga (b, 1/2). Das linke Talgelände gleich hinter der Ermita bietet einen prächtigen Aufschluß durch die Triasschichtenfolge. Die einzelnen Schichtglieder liegen steil, manchmal fast senkrecht. Das Profil des Buntsandsteins (Prof. 1, a u. b) ist in einem Wasserriß an der rechten Talseite aufgenommen.

Da die Basalkonglomerate fehlen, so deutet dieser Umstand darauf hin, daß die Trias nicht normal auf Silur liegt, sondern der Kontakt mit einer Verwerfungslinie zusammenfällt. Diese muß parallel dem Streichen der Schichten N 55 O verlaufen.

Pflanzenreste sind, wie das Profil zeigt, in mehreren Horizonten anzutreffen. Ebenso lassen sich da und dort quarzitisches Sandsteinbänkchen beobachten. Schwerspatstücke habe ich nicht nur in diesem Tälchen, sondern auch in der östlichen Fortsetzung des Buntsandsteingebietes häufig angetroffen.

Auffallend geringe Mächtigkeit besitzt der untere Muschelkalk, der sich als ganz schmales Dolomitband zwischen Buntsandstein und Keuper einschiebt. Seiner Facies nach deckt er sich vollständig mit dem untern Muschelkalk im Becken von El Frasno, wenn er mir auch keine organischen Reste geliefert hat.

Die Mergel, die darüber folgen, zeigen eine sehr eintönige Entwicklung. In den Vordergrund treten Steinmergelbänke; daneben spielen graue Mergel eine große Rolle, während ich rote Mergel und Gipse hier nicht beobachten konnte.

Über diesen Mergeln folgen in bedeutender Mächtigkeit Dolomite, die wahrscheinlich dem oberen Muschelkalk angehören. Interessant ist, daß an der Stelle, wo der Weg nach Tierga (b, 1/2) diese Dolomite schneidet, diese mit einer Unzahl schlecht erhaltener, winziger Gastropoden bedeckt sind.

Am Ausgang des vorhergenannten Tales angelangt, sieht man ein weites eintöniges Buntsandsteingebiet vor sich liegen. Kurz bevor der Weg in das tief eingeschnittene Tal des Rio Isuela hinabsteigt, trifft man Mergel und darüber Carñiolas. Das Dorf Tierga erscheint auf den ersten Blick fast unzugänglich, senkrecht brechen die Carñiolas ins Tal ab, und an ihnen klebt das Dorf wie ein Schwalbennest. Im Osten des Dorfes in einer aufgebrochenen Antiklinalfalte, deren rechter und linker Flügel von Carñiolas gebildet wird, zieht ein tief in Keupermergel eingeschnittenes Tal empor. Die Achse dieser Antiklinalfalte streicht N 40 O.

In diesem Tal hat die Keupermergel ein Ophitgang durchbrochen, der sich mit gleicher Streichrichtung wie das Tal ein par Hundert Meter verfolgen läßt (siehe Prof. 8, S. 93).

In diesem Tale führt auch der Saumpfad nach Tabuenca (b 1). Dieser verläßt bald die Carñiolas und tritt in eine schmale Zone oligocäner Kalke und Mergel ein, die direkt den Carñiolas auflagern. Diese direkte Überlagerung beweist, daß der Bildung des Oligocäns eine Erosionsperiode vorausgegangen ist, in der der ganze Jurakomplex und vielleicht auch die Kreide abgetragen wurde. Jenseits dieser oligocänen Decke kommt der Jura in ziemlich mächtiger Entwicklung zum Vorschein. Die Juraplateaus gehören wohl zu den ödesten und unfruchtbarsten Gegenden in ganz Aragón. Hat man das Plateau überschritten, so beginnt der Anstieg zu der Hochebene von Tabuenca. Zu ansehnlicher Höhe steigen Liaskalke empor, die einen tiefen Sattel offen lassen, durch den sich die neugebaute Straße hindurchwindet. Die weite Hochebene von Tabuenca wird außer von Carñiolas und Palaeozoicum in vorherrschendem Maße von Buntsandstein gebildet. Der Buntsandstein von Tabuenca ist sehr reich an Pflanzenresten, die hauptsächlich dem mittleren Teil angehören und fast durchweg an weiße Sandsteine gebunden sind (vergl. S. 50).

Diskordanzschichtung ist in diesem Buntsandsteingebiet sehr verbreitet; man macht nicht selten die Beobachtung, daß ein etwa 1 m mächtiges Pflanzenlager nach kurzer Erstreckung auskeilt, so daß man mit mehr Berechtigung von pflanzenführenden Linsen als von Pflanzenhorizonten sprechen kann.

Der Muschelkalk fehlt in dem Triasgebiet von Tabuenca fast vollständig. Dagegen ist der Keuper gut entwickelt, wenn auch nicht besonders mächtig. Die Bodegas (Weinkeller) des Ortes liegen in Keupermergeln. Diese gehen ganz allmählich aus den Buntsandsteinschichten durch Zurücktretten der Sandsteinbänke und Überwiegen der mergeligen und tonigen Lagen hervor. Gut ist dieser Übergang am Monte Calvario zu sehen. Den Gipfel des Monte Calvario, den eine Kapelle krönt, bildet eine isolierte Kappe von Carñiolas.

Im Osten wird die Hochebene von Tabuenca von niedrigen Silur-, Trias- und Jurabergen begrenzt, die allmählich unter das Oligocän des Ebrobeckens untertauchen.

Von Tierga erreicht man in einer Stunde, dem Rio Isuela abwärts folgend, die Minen von Tierga. Hier steht das Haus des Werkmeisters, die Casa d'Agudillo. Auf der geologischen Karte von PALACIOS ist hier Trias eingezeichnet, während die beiden Ufer des Flusses Silurberge umsäumen. Auf beiden

Talseiten liegt eine diluviale Flußterrasse, hauptsächlich aus Schottern und Konglomeraten zusammengesetzt, auf welcher letzteren auch die Casa d'Agudillo erbaut ist. Die ganze jetzige Mächtigkeit der Terrasse beträgt etwa 30 m. Jedoch dürfte sie früher noch höher hinaufgereicht haben. Die Stollen der Minen liegen in dem „Cabeza d'Agudillo“ genannten Berge, der ganz von Eisenerzgängen durchschwärmt ist. Das Muttergestein bilden silurische Quarzite, darüber liegen krystalline silurische Kalke. Die Erzführung hält sich hauptsächlich in dem untern Teil, den Quarziten; die Kalke sind meist taub. Die Gänge, die von 65 prozentigem Roteisenstein gebildet werden, sind von solch kolossaler Mächtigkeit, daß man zuerst Mühe hat, ihre Lagerungsform zu erkennen. So erreicht ein Gang 15 m, ein anderer gar 21 m Breite; natürlich hält diese Mächtigkeit nur auf kürzere Erstreckung an. Es ist sehr bemerkenswert, daß diese Erzgänge erst vor kurzer Zeit entdeckt wurden und mit der Ausbeutung eben erst begonnen wird. Jedoch schon jetzt rechtfertigt die oberflächliche Schätzung den Bau einer Transportbahn zur Hauptstrecke Morata—Zaragoza. Man mag daraus entnehmen, welche reichen Schätze an Erzen wohl in Spanien noch unberührt im Boden liegen. Erst eine genauere Untersuchung des Palaeozoicums könnte sie zutage fördern. Die Oberfläche dieser Erzgänge zeigt merkwürdige Korrosionsformen, Höhlungen und flachschüsselförmige Vertiefungen, die an Strudelöcher erinnern und kaum der ursprünglichen Gangoberfläche entsprechen. In einer solchen Höhle fanden sich die Reste eines Cerviden (*Cervus elaphus*, vergl. S. 142), Geweihstücke und Fragmente von Extremitätenknochen. Ich vermute, daß sie in die Ablagerungszeit der vorhergenannten Diluvialterrasse gehören, die früher viel höher hinaufreichte als heute. Die Hirsche sind jetzt in dem waldlosen Aragón vollständig ausgerottet, sie haben sich in die waldreichen Gebiete des nordwestlichen Spaniens zurückgezogen.

Je mehr man dem Rio Isuela-Tale abwärts folgt, desto mächtigere und ausgedehntere Entwicklung zeigen die Carñiolas. Von ihrem fast unzugänglichen Kamm schauen die maurischen Festen von Mesones (b, 2) und Arandiga (b/c, 2) ins Tal herab.

### Aranda — Calcena — Valdetiñoso.

In der Umgebung von Jarque (b, 2) und Gotor (b, 2) gewinnt der Buntsandstein eine große Ausdehnung. Längs dem Kontakt von Trias und Silur, der im Flußbett des Rio Aranda im Dorfe Jarque sichtbar ist, zieht eine bedeutende Störung,

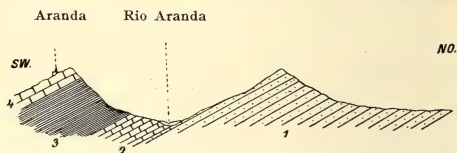
die nach PALACIOS mit der im Val Araviana (a, 1) in Beziehung steht. Der Westflügel ist die mächtige Silurkette der Sierra de la Virgen (b, 2), die überhaupt in der Tektonik der dem Ebrobecken vorgelagerten Gebirge eine große Rolle spielt. Die Verwerfung selbst streicht NNW—SSO.

Von Jarque bis Aranda (b1/2) quert die Landstraße ein breites Silurband, größtenteils aus Quarziten bestehend, die an einigen Stellen von breiten Gängen weißen Quarzes durchsetzt sind. 1—2 km vor Aranda ungefähr beginnt die Trias mit Buntsandstein. Der Kontakt von Buntsandstein mit Muschelkalk ist rechts an der Straße schön aufgeschlossen. Gerade in der Nähe des Kontaktes sind die Schichten in starke Falten geworfen. In seiner Facies erinnert der Muschelkalk am meisten an den Muschelkalk von Alhama; die Fossilführung ist spärlicher und auf wenige Bänke beschränkt, in denen sich *Cidaris*-Stacheln, Ophiuren-Reste, *Lingula*, Gastropoden und einige unbestimmbare Zweischaler fanden. Die stark zertrümmerten, von Kalkspatadern durchsetzten rötlichen Dolomite an der Basis des Muschelkalkes entsprechen vollständig den Basisdolomiten von Alhama. Zellenkalke stehen auf einem kleinen isolierten Hügel an, der nicht weit, vielleicht einige Hundert Schritte, vom Kontakt Buntsandstein Muschelkalk entfernt liegt. Über dem Muschelkalk folgt in ziemlich mächtiger Entwicklung Gypskeuper; diesen schneidet die Straße an mehreren Punkten kurz vor Aranda an. Ich kann PALACIOS wenigstens, was die unmittelbare Umgebung von Aranda betrifft, nicht beistimmen, wenn er in bezug auf das Triasgebiet von Pomer und Aranda sagt (S. 53): „En esta parte del territorio aragonés puede decirse que falta la zona de margas del keuper, á menos de no considerar como representante de la misma una estrecha discontinua de arcillas rojas más ó menos calíferas, cuyo espesor rara vez excede de 6 metros.“ „In diesem Bezirk Aragóns fehlen die Mergel des Keupers, wenn man nicht annehmen will, daß sie durch eine schmale unterbrochene Schichtenfolge von roten mehr oder weniger kalkreichen Tonen vertreten sind, deren Mächtigkeit selten 6 Meter übersteigt.“ — Im NO des Dorfes werden eben die Keupermergel gegraben, die, zerstampft, in Formen gestochen und an der Sonne getrocknet, Bausteine für den Häuserbau abgeben. Ihre Widerstandsfähigkeit gegen Witterungseinflüsse ist allerdings nicht besonders groß; dafür ist Aranda selbst der beste Beweis; denn es ist auf der Westseite von einem ganzen Viertel zerfallener Häuser umgeben.

Im NO des Dorfes kommt über den eigentlichen roten und grünen Keupermergeln eine Zone grauer Mergel und



Mergeldolomite an die Oberfläche, die neben unbestimmbaren Resten hauptsächlich *Lingula* enthalten. Allmählich geht diese Zone durch Einschaltung klotziger brecciöser Dolomite in die Carñiolas über. Aranda selbst ist, wie aus dem Profil 13 ersichtlich, auf Carñiolas erbaut. Die Bänke derselben sind in einzelne Blöcke von gewaltiger Größe aufgelöst. Aranda gerade gegenüber auf der rechten Seite des Rio Aranda (siehe Profil 13) heben sich die Schichtflächen des Buntsandsteins zu ansehnlicher Höhe empor. Je mehr man sich aber von Aranda gegen NO entfernt, desto mehr verflacht sich dieser



Prof. 13.

Triasprofil bei Aranda.

Länge etwa 1—2 km.

1. Buntsandstein. 2. Muschelkalk. 3. Keuper. 4. Carñiolas.

Buntsandsteinrücken und verschwindet allmählich ganz im Gelände. Der Saumpfad von Aranda nach Calcena (b, 1) quert das ganze Buntsandsteinprofil und schneidet fast rechtwinklig den Kontakt von Silur mit dem hier mächtig entwickelten Basalkonglomerat. Dieses enthält über faustgroße Gerölle und tritt stark aus dem Gelände hervor<sup>1)</sup>. Auf den Triasstreifen folgt Silur, das die Paßscheide zwischen dem Rio Aranda und Rio Isuela bildet. Immer fast in gleicher Höhe bleibend, gelangt man aus den silurischen Quarziten in liasische Kalke. Der Lias ist hier an Silur durch eine Verwerfung von ganz bedeutender Sprunghöhe abgeschnitten. Nicht weit vom Silur-Lias-Kontakt beginnt der in Liaskalken und Carñiolas tief eingeschnittene Barranco Bujosa. Die Carñiolas zeigen ganz merkwürdige Erosionsformen, die denen der tertiären Konglomerate vom Montserrat in Catalonien ähnlich sind. An den Steilwänden bemerkt man rundliche Löcher, die durch Ausscheidung von Limonit braun gefärbt sind. Hier hat die Verwitterung, offenbar infolge anderer Gesteinsbeschaffenheit, besonders leicht einen Angriffspunkt gefunden. Die Löcher

<sup>1)</sup> Vergl. S. 55 und Profil 2.



können höhlenartige Dimensionen annehmen und dienen dann als Unterkunftstelle für die zahlreichen Ziegenherden der Gegend. Die petrographische Beschaffenheit des Gesteins ist höchst eigenartig; es ist eine typische Breccie, enthält aber nicht nur kleinere Bruchstücke, sondern auch große Blöcke eingeschlossen. Es liegt nahe, diese starke Zertrümmerung des Gesteins mit der Nähe der großen Verwerfung in Zusammenhang zu bringen. Sobald man den Barranco verläßt, der in das Tal des Rio Isuela ausmündet, sieht man das Minendorf Calcena (b, 1) vor sich liegen, ganz in die Felsen eingebaut, die von den Carníolas gebildet werden. Diese biegen sich gegen Osten empor, und unter ihnen kommen die Mergel des Keupers zum Vorschein, in denen die Bodegas (Weinkeller) von Calcena ausgehöhlt sind. Je weiter abwärts man dem Flußlauf des Rio Isuela folgt, in desto ältere Schichten kommt man. Das Tal verengert sich zu einem förmlichen Barranco; zu beiden Seiten ragen mit leicht geneigten<sup>1)</sup> Schichten Buntsandsteinwände auf. Das ist der Charakter der Landschaft bis zu der sogenannten Fondicion, einem kleinen Häuserkomplex<sup>2)</sup>, der an der Mündung des Val de plata in das des Rio Isuela liegt. Der Buntsandstein besitzt hier eine ansehnliche Mächtigkeit. Vom Flußbett des Rio Isuela, das ganz im Buntsandstein liegt, bis zum Beginn der den Buntsandstein, wenn auch nicht direkt, überlagernden Dolomite der Carníolas habe ich 545 m gemessen. Allerdings kommen davon rund 25 m Mergel in Abzug, die meiner Meinung nach dem Keuper angehören. Die übrigen 520 m sind petrographisch buntsandsteinähnlich entwickelt, werden aber zeitlich Buntsandstein und Muschelkalk zusammen umfassen, da der Muschelkalk in seiner gewöhnlichen dolomitischen Ausbildung fehlt. Das tiefe Tal Valdeplata, in dem sich die Blei- und Kupferbergwerke befinden, sowie der östlich von ihm abzweigende Valdetiñoso, liegen ganz im Buntsandstein. Ungefähr 185 m unter dem Beginn der Keupermergel habe ich im Buntsandstein Pflanzenreste gefunden. Es sind der Gattung *Equisetites* angehörige Reste; sie liegen in großer Zahl in dem hier gelblichweißen Sandstein zerstreut.

<sup>1)</sup> 12° gegen S.

<sup>2)</sup> Es ist mir eine Freude, an dieser Stelle dem Chefindgenieur M. CABAL und seiner lebenswürdigen Gattin für die gastfreundliche Aufnahme in Ihrem Hause zu danken; dadurch allein wurde mir ein erfolgreiches Arbeiten in diesem verlassenen Gebiete nicht nur möglich, sondern auch besonders leicht gemacht, da mir Reittiere und ortskundige Begleitung zu jeder Zeit zur Verfügung standen.

Der Sattel zwischen Valdetiñoso und Val de Ladrones liegt noch in den oberen Dolomiten. Von da ab senken sich die westlich fast horizontal liegenden Triasschichten östlich mit starker Neigung in den Val de Ladrones hinab, dessen eigentliche Talrinne deshalb nicht mehr in den Buntsandstein eingeschnitten ist, sondern in den Carñiolas verläuft. Der Buntsandstein am Talabschluß des Val de Ladrones zeigt auf kleinen Klüften häufig Ausscheidung von Hämatit.

Die nördliche Fortsetzung dieses großen Buntsandsteingebietes verbindet sich mit dem Massiv des Moncayo (b, 1), (2350 m), das, fast ganz dem Buntsandstein angehörig, eine große Antiklinale mit der Achsenrichtung NNW—SSO darstellt.

Gegen Osten vom Valdetiñoso folgen zuerst stark brecciöse kalkige Gesteine, die vielleicht noch den Carñiolas angehören, und dann fossilreiche jurassische Schichten, die ein eintöniges Plateau bilden.

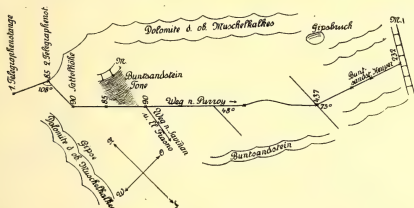
### Morés bis El Frasno.

Das Triasgebiet bei dem Dörfchen Morés (b, 2) gehört zu dem großen Triaszug, der im Norden am Moncayo (b, 1) beginnt und in seinem südlichen Verlauf sich in zwei Ausläufer teilt; der eine findet bei Morés südlich vom Jalón seine Fortsetzung; der andere übersetzt, streckenweise unterbrochen, bei Chodes (c, 2) den Jalón und vereinigt sich mit dem Triasgebiet von Morata (c, 2). Die Umgebung von Morés zeigt uns die Trias in allen ihren Schichtgliedern vertreten, jedoch ist ihr stratigraphischer Verband sehr gestört.

Morés selbst liegt am Fuße eines niedrigen Carñiolasfelsens, der die Reste einer maurischen Ruine trägt. Unter diesem Felsen kommen Gipsmergel zutage; dann folgt oberer Muschelkalk, der hinter dem Dörfchen zu einer scharfen Schneide emporsteigt (siehe Profil 4, S. 70).

Die Dolomite des oberen Muschelkalks sind namentlich auf der Scharte vollständig zu Breccien zerdrückt, deren einzelne Gesteinsstücke auf der Oberfläche herauswittern. Auf die Ursache dieser Erscheinung bin ich auf S. 86 eingegangen. Überklettert man die steile Scharte, so übersieht man ein weites gegen S sich öffnendes Becken, das auf allen dem Jalón zugewandten Seiten von einer gewaltigen Ringmauer der Dolomite des oberen Muschelkalks umschlossen wird. Die Bergumrahmung des Beckens verflacht sich immer mehr, je weiter man der Straße gegen SO folgt. Das armselige Dorf El Frasno liegt noch auf den Tonen des Buntsandsteins; gegen

S und O erheben sich niedrige Silurberge, die von zahlreichen kaum abbauwürdigen Metalladern (roter Glaskopf, Malachit) durchschwärmt werden. Das Becken selbst stellt gewissermaßen ein Zentrum tektonischer Störungen dar. Der Buntsandstein ist von unzähligen Verwerfungen durchsetzt; das Streichen und Fallen unterliegt auf kurze Strecken hin einem beständigen Wechsel. Pflanzenlager treten in verschiedenen Horizonten auf. Der Saumweg von der Paßhöhe von Savinán (b, 2) nach Purroy (b, 2) führt nach einer Strecke von ungefähr



Routenaufnahme zur Festlegung der Fossilfundpunkte im Becken von El Frasno (Zahlen über der Routenlinie bedeuten Schritte)  
(Nordsüdrichtung observiert eingetragen.)

1 km über entfärbte Sandsteine, welche Reste von *Equisetites* und anderen Pflanzen enthalten. An eben derselben Stelle, etwa 300 Schritte von einem einsam stehenden Hof entfernt, ist dieser weiße Sandstein mit Kupferverbindungen imprägniert und enthält blaue und grüne Flecken von Kupferlasur und Malachit. Nicht weit von dieser Stelle, etwa 10 m über dieser Pflanzenschicht, zieht ein Kugelhorizont über den Weg. Der Buntsandstein von El Frasno ist auch eine reiche Fundstätte für jene problematischen Gebilde, die man im deutschen Buntsandstein unter dem Namen Kriechspuren zusammenfaßt.

Hinter dem Dörfchen Morés führt ein steiler Pfad nach dem Becken von El Frasno empor. Kaum 100 m von der Stelle, wo dieser Pfad die Höhe des Beckens erreicht hat, ist links am Gehänge im Becken selbst der untere Muschelkalk aufgeschlossen [siehe Routenaufnahme Punkt M]<sup>1)</sup>. Hier ist der stratigraphische Verband, die Lage des unteren Muschelkalks über Buntsandstein und unter Gipsmergeln, klar ersichtlich. Derselbe Pfad trifft in kaum 1/2 km Entfernung von dem eben angegebenen Aufschluß eine abgesunkene Muschelkalk-

<sup>1)</sup> Ich habe hier ein kleines Routenkärtchen beigegeben, um die Wiederauffindung der Fossilfundpunkte zu ermöglichen.

scholle, die mitten im Buntsandsteingebiet liegt. (Punkt M<sup>1</sup>, Routenaufnahme.) Der untere Muschelkalk ist an beiden Punkten fossilführend; ich habe gesammelt: *Myophoria intermedia* v. SCHAUR., *Gervilleia subcostata* GOLDF. sp. var. *falcata* ZELLER, *Gervilleia* cf. *Goldfussi* v. STROMB. sp., *Nucula Goldfussi* v. ALB., *Anodontophora* cf. *canalensis* CAT. sp.

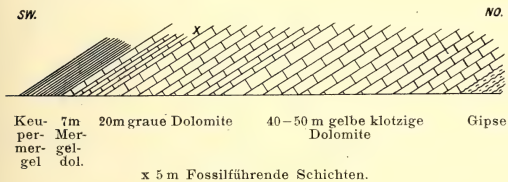
Unter dem fast senkrechten Abbruch der oberen Muschelkalkdolomite kommen am Rand des Beckens die Gipsmergel des mittleren Muschelkalks zutage. (Siehe Profil 4, S. 70.)

Die Straße von Morés nach Saviñán führt am äußeren Abbruch des Beckens von El Frasno entlang. Von Saviñán windet sich die Straße in großen Serpentinien zum Becken von El Frasno empor. An der Stelle, wo sie die Höhe des Beckens erreicht hat, ist links von der Straße der untere Muschelkalk in seiner ganzen Entwicklung aufgeschlossen (siehe Profil 5, S. 71); es ist die gleiche Facies wie im nördlichen Teil des Beckens. Die Erhaltung der Fossilien ist hier aber weniger gut. Außer *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. habe ich hier gesammelt: *Myophoria orbicularis* BRONN., Gastropoden, *Lingula* sp. Besonderes Interesse verdient eine Bank, die eine Mikrofauna von *Gastropoden* und außerdem merkwürdige Plättchen und Täfelchen enthält, die ich auf Reste von Ophiuren (vgl. S. 124) beziehe. Ohne eine deutliche Grenze wahrnehmen zu können, gelangt man vom unteren Muschelkalk in die Gipsmergel des mittleren Muschelkalks. Es ist ein äußerst farbenprächtiges Bild, das diese Mergel darbieten in ihrem Wechsel von roten, grünen und grauen Tönen und ihren Gipsen, die die ganze Farbenskala vom grellsten Rot bis zum tiefsten Schwarz durchlaufen. Hier sind die Gipse von kleinen bis mikroskopischen Kryställchen bipyramidalen Quarzes erfüllt. In kleinen Wasserrißen und im Gehängeschutt kann man sie frei herausgelöst zu Hunderten sammeln.

Der Triaszug von Morés findet seine natürliche Fortsetzung nördlich vom Jalón in einem Tälchen, das in NW-Richtung gegen Bréa (b, 2) emporzieht. Obwohl auch hier die tektonischen Verhältnisse nicht ganz einfach sind, so lassen sie doch im wesentlichen eine vollständige Analogie mit denen des Beckens von El Frasno erkennen. Auf der linken Seite (in der Richtung Morés—Bréa gedacht) begleitet das vorher genannte Tal ein NW—SO streichender Zug einzelner kuppelartig aufgewölbter Hügel, die landschaftlich höchst eigenartig, fast wie parasitische Vulkankegel, aussehen. Sie werden von Carñiolas gebildet. Eine Linie, welche diese einzelnen Hügel miteinander verbindet, trifft jenseits des Jalón die Carñiolas

scholle, auf welcher das Castillo von Morés steht. Rechts von der Straße steigen in steilem Anstieg die Dolomite des oberen Muschelkalks auf, die einem Silurberg vorgelagert sind. An diesem sind die Triassedimente längs einer Verwerfung abgeschnitten.

Ungefähr 3 km von Morés entfernt, verläßt die Straße die Gipsmergel des Keupers und die Dolomite des Muschelkalks und tritt in ein ausgedehntes Buntsandsteingebiet ein. Hier, wo die Straße eine scharfe Biegung macht, tauchen unter den Dolomiten des oberen Muschelkalks rote Gipse auf (siehe Profil 14). Sie entsprechen ihrer Lage nach den Gipsmergeln



Prof. 14.

Triasprofil an der Straße Morés—Bréa.

des mittleren Muschelkalks im Becken von El Frasno. Verfolgen wir von dieser Stelle die Straße wieder gegen Morés zu, so macht sie bald eine merkliche Kurve. Hier legen sich über die gelben kompakten Dolomite des oberen Muschelkalks mergelige Schichten; diese enthalten Fossilien und bilden also einen Fossilhorizont im oberen Muschelkalk. Fossilien machen sich in annähernd demselben Niveau auch in den Dolomiten oberhalb Morés bemerkbar (großer *Pecten* und undeutliche Zweischalerreste). An der Fundstelle an der Straße Morés—Bréa habe ich gesammelt: *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. var. *crassa* (var. nov.), einen *Schafhäutlia* ähnlichen Zweischaler, *Myacites mactroides* v. SCHLOTH., *Cidaris*-Stacheln, Gastropoden.

### Morata, Venta de los Palacios.

Die Umgebung der Venta<sup>1)</sup> de los Palacios, die an der großen Carretera Zaragoza—Madrid liegt, ist für die Gesamtgliederung der Trias von besonderer Bedeutung. PALACIOS sagt

<sup>1)</sup> Venta heißt einfache Herberge.

über diese Ortlichkeit: „En el breve trayecto de 1,5 á 2 kilómetros, caminando en dirección de S. á N., pueden observarse allí las cuatro zonas successivas de la formación, cuyos estratos se arrumban con inclinación de unos 35°, al E. 25° N.“ [Auf der kurzen Strecke von Kilometer 1,5—2 kann man, von S nach N fortschreitend, hier die vier aufeinanderfolgenden Zonen der Formation beobachten; die Schichten streichen mit einer Neigung von ungefähr 35° N 25 O.]

Der Fahrweg, der Morata (c, 2) mit der großen Carretera Madrid—Zaragoza verbindet, überschreitet zunächst ein Liasgebiet, das sich aus einem Wechsel von Mergeln und blauen Kalken aufbaut. Der Lias führt reichlich Versteinerungen; so habe ich eine große *Lima*, einen Phragmokon eines *Belemniten*, eine Auster und eine *Rhynchonella* gesammelt. Besonders gute Aufschlüsse im Lias trifft man längs des Fußweges, der kurz nach Verlassen des Städtchens Morata links von der Fahrstraße abzweigt und direkt zur Venta de los Palacios führt. Um das Triasprofil zu studieren, tut man besser, noch eine halbe Stunde Weges die Fahrstraße beizubehalten und dann links einen kleinen Fußweg einzuschlagen, der quer über die Höhen ins Tal des Rio Grio hinabführt. Ein tiefer Wasserriß, in den der Weg sich hinabsenkt, bietet ein vollständiges Profil durch den Muschelkalk und die darüber folgenden Gipsmergel. (Siehe Profil 6, S. 79.)

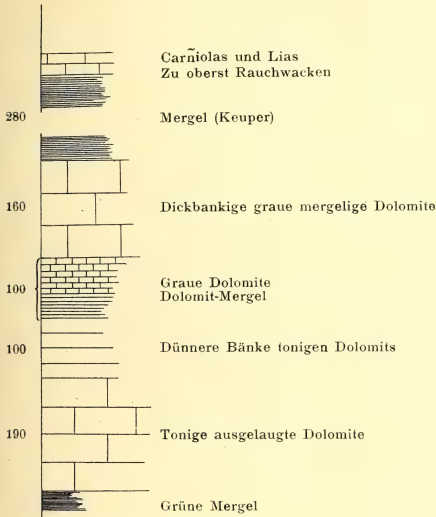
Der Muschelkalk, der über den Tonen des Buntsandsteins liegt, ist hier auf 5,50 m zusammengeschrumpft. Die Kalkbänke, die ihn zusammensetzen, haben unter dem Einfluß intensiver Verwitterung rötliche Zersetzungsfarbe angenommen. Fossilien sind nur in Form von Kalkspatbutzen erhalten. Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Muschelkalk an dieser Stelle eine vollkommen identische Facies mit den Myophorienbänken aus dem Muschelkalk von El Frasno darstellt. Den starken Kalkgehalt hat das Gestein wahrscheinlich erst sekundär erhalten. Die Gipsmergel<sup>1)</sup>, die darüber folgen und hier eine Mächtigkeit von rund 100 m besitzen, sind in ihrem unteren Teil kalkig und dolomitisch entwickelt; in ihrem oberen Teil herrschen Gipse vor. Über ihnen liegen konkordant Carñiolas und Jurakalke. Der Fußweg senkt sich nun immer mehr in das Rio Grio-Tal hinab und mündet etwa 1 km von der Venta entfernt in die Carretera.

Nördlich der Venta, da wo der Rio Grio in einem so ge-

<sup>1)</sup> Ob diese nur dem Keuper entsprechen, lasse ich dahingestellt. (Vgl. S. 48.)



nannten Portillo<sup>1)</sup> das Juragebirge durchschneidet, um dann in das weite Ebrobecken einzutreten, bricht eine mächtige Buntsandsteinwand fast senkrecht zum Flusse ab. Nach Pflanzenresten habe ich hier vergeblich gesucht. Erwähnung verdient das Vorkommen von Barytsandsteinen, die auf der rechten



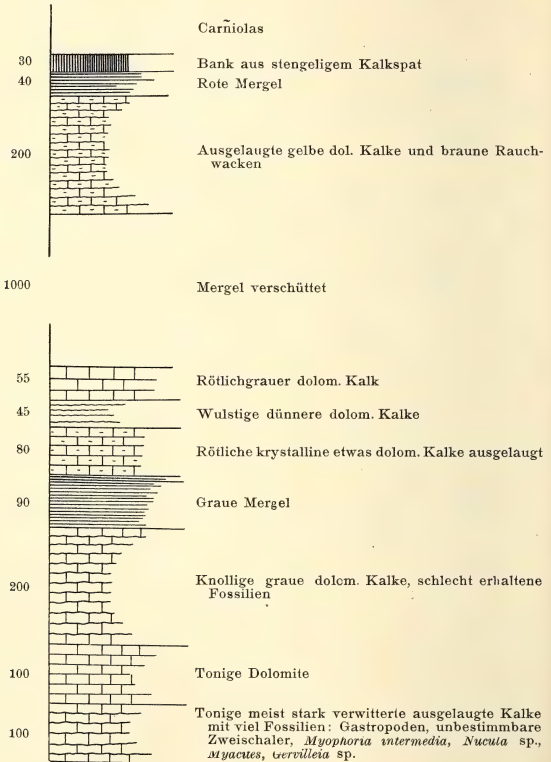
Prof. 15.

Muschelkalk und Keuper nördlich der Venta de los Palacios  
(rechte Rio Grio-Seite).

Seite des Flusses in mehreren Bänken auftreten. Klettert man die Wand empor, so trifft man über Buntsandstein, der mit N 7° O Streichen und 35° Neigung gegen Osten einfällt, eine Dolomitzone von 5,50 m Mächtigkeit, welche dem Muschelkalk entspricht; dann folgen noch 2,80 m ausgelaugte Mergel. Darüber bauen sich nach PALACIOS wohlgeschichtete Carniolas auf; diese gehen ohne deutliche Grenze in Liaskalke über. (Vgl. Profil 15.)

<sup>1)</sup> Engpaß.

Vergleichen wir nun mit diesem Profil dasjenige, welches sich auf der gegenüberliegenden, linken Seite des Flusses gleich am Eingang des Portillos darbietet. (Siehe Profil 16.) Die Aufschlüsse sind hier leichter zugänglich, wenn auch weniger gut. Die einzelnen festeren Bänke des Muschelkalks treten



Prof. 16.

Muschelkalk und Keuper nördlich der Venta de Los Palacios  
(linke Rio Grio-Seite).

deutlich aus dem Gehänge hervor, die Mergel sind größtenteils verschüttet, dagegen liegen überall rötlichbraune ausgelaugte Kalke umher, die auf der gegenüberliegenden rechten Flußseite direkt unter den Carñiolas anstehen. Die eigentliche Grenze von Carñiolas und Mergeln markiert dieselbe Bank aus stengligem Kalkspat, die in Profil 6, S. 79 in diesem Niveau auftritt. Ein Vergleich der letzten drei Profile zeigt, daß die Mergel, die hier jedenfalls nicht bloß dem Keuper, sondern auch tieferem Niveau entsprechen, von 100 m Mächtigkeit auf eine Strecke von rund 3 km auf nur rund 3 m zusammenschwinden.

Der Muschelkalk auf der linken Grio-Seite ist rund 6—7 m mächtig. Die Fauna und die petrographische Ausbildung stimmt vollständig mit den Myophorienschichten überein, also dem untern Muschelkalk des Beckens von El Frasno. Nur ist das Gestein stark zersetzt, die Erhaltung der Fossilien deshalb weniger gut. In ungeheurer Individuenzahl kann man hier Steinkerne von *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. sammeln; seltener ist eine *Gervilleia* sp., eine *Nucula* und ein *Myacites*.

Verfolgt man weiter die Straße, die sich in enger Schlucht durch die hellen Liaskalke hindurchwindet, so eröffnet sich bald der Ausblick nach einer eintönigen Ebene, dem weiten Ebrobecken.

#### Anhang.

### IX. Triasscholle von Royuela.

Die Triasscholle von Royuela war bereits der Sammelplatz von verschiedenen Geologen, weil sie eine der wenigen Stellen ist, wo sich in Spanien fossilführende Trias vorfindet. Entdeckt wurde sie 1852 von DE VERNEUIL und COLLOMB. DE VERNEUIL sammelte dort in den triadischen Kalken folgende Fossilien: „*Avicula socialis*, *Monotis Alberti*, *Rissoa dubia*“. Erst viel später war es ein spanischer Geologe DE CORTAZAR, der sich gelegentlich der geologischen Beschreibung der Provinz Teruel (1885) auch mit dem Studium des Muschelkalks von Royuela befaßte. Er gibt aus den dortigen Schichten folgende kleine Fauna an: „*Turbonilla dubia*, *Arcomya inaequalis*, *Avicula Bronni*, *Pecten Alberti*, *Clidophorus Goldfußi*“. Und wieder verging eine große Spanne Zeit, bis der französische Forscher DEREIMS in den neunziger Jahren in seiner groß angelegten Monographie von Südaragón auch die Umgebung von Royuela in das Bereich seiner Untersuchung zog. Er gibt eine genauere

geologische Beschreibung der Gegend, speziell der dortigen Triasablagerungen, und führt folgende Fauna an: „*Myophoria vestita* ALBERTI, *Myophoria* sp., *Monotis Alberti* GOLDF., *Anoplophora* sp., *Fucoides* nombreux.“

### Geologischer Überblick.

Sechs Poststunden westlich von der Provinzhauptstadt Teruel liegt, romantisch an den Steilwänden einer tiefen Erosionsschlucht des Quadalaviar emporsteigend, die altertümliche Bezirkshauptstadt Albarracin. Folgt man dem Flusse aufwärts, der sich im Juraplateau zwischen Villar und Albarracin einen 250—300 m tiefen Barranco von oft nur 15—20 m Breite gegraben hat, so erreicht man nach einer guten Reitstunde die Mündung des Rio Royuela in den Quadalaviar. Am Rio Royuela liegt,  $\frac{1}{2}$  Stunde flussaufwärts, auf erhöhtem Talboden das Dörfchen Royuela (1309 m hoch).

Bevor ich auf die Beschreibung der Triasscholle von Royuela eingehe, will ich noch einige Bemerkungen über das Auftreten der Trias in diesen Gegenden Südaragóns vorausschicken. Meist kommt sie unter der mächtigen Juradecke nur in den tiefsten Einschnitten der Flußtäler, in den sog. Barrancos, zum Vorschein und folgt den Flußufern als schmales Band, um bald wieder zu verschwinden. So sieht man kurz vor Albarracin an den beiden Talgehängen des Rio Quadalaviar rote Mergel zutage treten, und betrachtet man die Karte von DEREIMS „De l'Extrémité Méridionale de la Chaîne Hespérique“, so sieht man an vielen Stellen ein schmales Triasband die Flußläufe begleiten.

Anders ist das Vorkommen von Royuela, das im Westen des Dorfes eine ansehnliche Bergkuppe bildet.

Um zu der eigentlichen Fundstelle zu gelangen, wendet man sich von dem Dorf Royuela westlich, überschreitet die Talalluvionen des Rio Calomarde und den Fluß selbst. Der Rio Calomarde bricht aus einem engen Barranco hervor, in dem der Weg nach Calomarde dahinzieht. Steigt man gleich beim Eingang in diese enge Schlucht das linke (in bezug auf den Flußlauf) Talgehänge empor, so trifft man zuerst auf Gipsmergel. Darüber folgt ein mächtiger Komplex von Kalken und Dolomiten; an der Basis der gut geschichteten Kalke, aber nur wenige Meter über den Gipsen, liegen die fossilführenden Schichten.

### Lagerungsverhältnisse.

Der stratigraphische Verband der einzelnen Schichten ist eigenartig. Das Profil, durch die Trias von Westen nach Osten, das DEREIMS<sup>1)</sup> S. 84, Fig. 23 gibt, ist das folgende: Die zu unterst aufgeschlossenen Schichten sind Gipsmergel; darüber liegt ein mächtiger Kalk- und Dolomitkomplex, über den sich, den ganzen breiten Talboden von Royuela unterteufend, wieder Gipsmergel lagern. Das Hangende dieser bilden auf der gegenüberliegenden Talseite Dolomite vom Typus der Carníolas. Diese Wiederholung von Gipshorizonten findet sich im Süden von Aragón in Teruel an mehreren Punkten vor. DEREIMS sagt darüber S. 81: „Les conditions de sédimentation devaient être assez instables pendant la période triasique; le régime lagunaire a pu s'établir plusieurs fois à la fin de cette période et donner près de Blesa des marnes irisées gypsifères et du gypse avec intercalation de dépôts marins assez puissants. Le même fait s'est produit á Cubel; — il est très net à Royuela.“ —

Sandsteine sind nirgends aufgeschlossen. Die Kalke, welche die Fossilien enthalten, streichen N 41 O und fallen 32° gegen SO ein. Diese Neigung wird jedoch nach oben zu immer steiler; die obersten Dolomite stehen sehr steil; die Ostwand des Triasberges stürzt mit fast senkrechten Schichtwänden gegen das Tal von Royuela ab.

### Kalk- und Dolomitkomplex.

Ganz besonderes Interesse beanspruchten natürlich die zwischen den Gipsmergeln eingeschalteten Kalke und Dolomite. Ihre Mächtigkeit beträgt 90—100 m. An der Basis liegen dünn-schichtige graue Kalke, nach oben zu stellt sich ein Magnesiumgehalt ein, so daß dolomitische Kalke resultieren. Den weitaus mächtigsten Teil des ganzen Komplexes bilden helle, dickbankige, fossililere Dolomite.

Die fossilführenden Schichten liegen an der Basis des ganzen Schichtkomplexes. Die Verteilung der einzelnen Fossilbänke zeigt nachstehendes Profil. (Siehe Prof. 17.)

Die beste Ausbeute an gut erhaltenen Fossilien<sup>2)</sup> lieferte mir eine 30 cm dicke Bank hochkrystallinen Kalkes. Die ganze Bank ist erfüllt von Schalen einer kleinen Pectenart, des *Pecten inaequistriatus* GOLDF. Die Form hat in dieser dünnen Bank

<sup>1)</sup> S. L. 1898.

<sup>2)</sup> Die Beschreibung der Fossilien befindet sich unter „III. Fossilbeschreibung“.

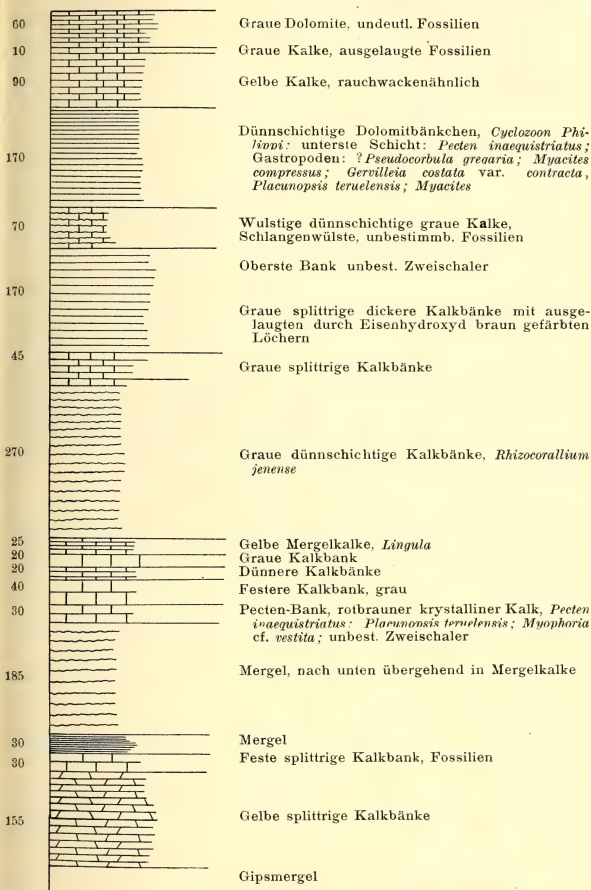


Prof. 17a (obere Fortsetzung von b).

## Triasprofil Royuela.

eine ganz ungewöhnlich reiche Entwicklung erlangt; darunter fehlt sie vollständig; darüber scheint sie nur in ganz vereinzelt Exemplaren vorzukommen. Es ist das ein schönes Beispiel für die von E. FRAAS aufgestellte Hypothese der plötzlichen Einwanderung von Larvenschwärmen, die wohl zur Entwicklung, aber meist nicht zur Fortpflanzung kamen. Hinter diesem *Pecten* treten die wenigen andern Fossilien, die sich in der Bank finden, an Häufigkeit weit zurück. Nicht gerade selten findet sich eine *Placunopsis teruelensis* spec. nov., die mit keiner der deutschen Arten identifiziert werden konnte. Nur in wenigen Exemplaren sammelte ich eine kleine *Myophoria* cf. *vestita* v. ALB. und außerdem einen Zweischaler, über dessen





Prof. 17 b.

Triasprofil Royuela.

generische Stellung ich im Zweifel bin. Vielleicht gehört er einer kleinen *Placunopsis*- oder *Velopecten*-Art an. (Vgl. S 120.) In den darüber folgenden Schichten läßt die Erhaltung der Fossilien bereits zu wünschen übrig. Eine dünne Dolomitbank ist mit *Rhizocorallium jenense* ZENK. förmlich gepflastert. 6 $\frac{1}{2}$  m über der *Pecten*-Bank treten dünne Dolomitbänkchen auf, die auf ihren Schichtflächen mit zahlreichen Fossilien bedeckt sind. Unter diesen herrschen weitaus Steinkerne von ?*Pseudocorbula gregaria* PHILIPPI und kleine *Gastropoden* vor. Daneben habe ich gesammelt: *Pecten inaequistriatus* GOLDF. *Placunopsis teruelensis* spec. nov. (flachere Schalen), *Gervilleia costata* var. *contracta* v. SCHAUR. sp., *Myacites compressus* SANDB., *Myacites* sp. (von kürzerer gedrungener Form) und *Gastropoden*.

Über dieser Fossilschicht folgen dünne Dolomitbänkchen mit Mergelzwischenlagen, die jene merkwürdigen Gebilde enthalten, die von PHILIPP als „*Problematicum*“ aus den Werfener Schichten von Predazzo beschrieben wurden. Ich habe für sie, deren große horizontale Verbreitung durch meinen Fund jetzt erwiesen ist, trotz ihrer noch ganz zweifelhaften systematischen Stellung einen Namen vorgeschlagen, um ihnen in der Literatur einen bestimmten Platz anzuweisen (vgl. S. 127) und zwar, *Cyclozoon Philippi* gen. et spec. nov.

### 3. Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive.

Von Herrn BRUNO BAUMGÄRTEL in Clausthal.

Hierzu Tafel VIII—XII und 3 Textfiguren.

Im westlichen Teile des Erzgebirges finden sich nahe beieinander mehrere Granitvorkommnisse, deren größtes unter dem Namen Eibenstocker Massiv weiter bekannt geworden ist.

Nördlich und westlich von ihm liegen die weniger ausgedehnten Granitareale von Kirchberg und Bergen-Lauterbach und nordöstlich sowie östlich eine Reihe noch kleinerer isolierter Granitpartien bei Aue und Johanngeorgenstadt. Diese Granite durchbrechen z. T. das Schiefergebirge gerade dort, wo sich im Vogtlande der Übergang der das Gneisrückgrat des Erzgebirges umlagernden Glimmerschiefer- und Phyllithülle in die normalen paläozoischen Sedimente, vorzugsweise Tonschiefer und Quarzite des Cambriums und Silurs, ganz allmählich vollzieht.

Vielleicht vereinigen sich die oberflächlich voneinander getrennten Granitvorkommen nach der Tiefe zu. Dafür spricht das bei den einzelnen Massiven festgestellte, nach allen Seiten schräg unter die Schiefer gerichtete Einfallen der Granitgrenze; ferner hat man in den Gruben der Gegend von Schneeberg durch den Bergbau unter den oberflächlich anstehenden Schiefen in der Tiefe Granit erschlossen.

Die erwähnten aus den Schichtgesteinen auftauchenden Inseln des Granits sind von ausgezeichneten Kontakthöfen umgeben, die durch die Aufnahmen der Sächsischen Geologischen Landesanstalt<sup>1)</sup> eine eingehende kartographische Darstellung

<sup>1)</sup> Siehe die Erläuterungen zu den Sektionen Treuen, Ölsnitz, Ebersbrunn, Auerbach, Falkenstein, Kirchberg, Schneeberg, Eibenstock, Schwarzenberg, Johanngeorgenstadt der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, ferner C. GÄBERT: Die geologische Umgebung von Graßnitz im böhmischen Erzgebirge. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 49, 1899, 581—650.

und Beschreibung erfahren haben. Vorher hat bereits Rosenbusch in seiner grundlegenden Arbeit über den Kontaktmetamorphismus „Die Steiger Schiefer“<sup>1)</sup> eine Untersuchung verschiedener Kontaktgesteine dieser jüngeren Erzgebirgsgranite mitgeteilt. Ich berichtete schon vor einiger Zeit über eigenartige Quarzvorkommnisse in der Umgebung dieser vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive<sup>2)</sup>, die von mir als von den Graniten herrührende Injektionen gedeutet wurden. Zu den in jener Mitteilung genannten Fundorten sind durch weitere Exkursionen noch einige Punkte hinzugekommen, an denen sich die gleichen Erscheinungen feststellen ließen. Die nachfolgende Arbeit soll die Ergebnisse der mikroskopisch-petrographischen Untersuchung jener Vorkommnisse bringen sowie den Nachweis, daß auch der mikroskopische Befund die schon vorher gewonnene Anschauung, es handle sich um Bildungen, die mit den Graniten in Zusammenhang stehen, durchaus zu unterstützen geeignet ist.

Die im folgenden zu beschreibenden Injektionserscheinungen sind in gleicher Weise beobachtet worden an den drei größten westerzgebirgischen Granitstöcken von Eibenstock, Kirchberg und Bergen-Lauterbach, außerdem in der Nachbarschaft des nordöstlich von diesen gelegenen Vorkommens von Oberschlema. Das zur mikroskopischen Untersuchung gesammelte Gesteinsmaterial ist natürlich verschiedenartig nach der Güte der Aufschlüsse, die zufällig in den einzelnen Kontaktthöfen vorhanden waren. Die ausgezeichnetsten finden sich in der Umgebung des Bergen-Lauterbacher Granits in den großen Theumaer Plattenbrüchen und am Talsperrenbau der Stadt Plauen im Geigenbachtale. Es sollen deshalb diese zunächst erörtert werden, um so mehr, als der erstgenannte Fundpunkt derjenige war, an welchem die Quarzeinlagerungen mit ihren eigenartigen Kontakterscheinungen zuerst zur Beobachtung gelangten. An manchen Aufschlüssen war, wie ich schon a. a. O. erwähnt habe, die Verwitterung derartig weit vorgeschritten, daß die von da gesammelten Belegstücke kaum mehr zu Dünnschliffuntersuchungen geeignet erschienen. Immerhin erweisen solche Punkte wenigstens die Verbreitung der zu besprechenden Erscheinungen, und es unterliegt mir keinem Zweifel, daß ihre Zahl durch weitere Begehungen, als sie mir durch die Verhältnisse möglich waren, noch vergrößert werden kann.

<sup>1)</sup> Abhandlungen zur Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen 1, 1877, 79—393.

<sup>2)</sup> Zentralblatt f. Min., 1907, 716—719.

## Aus der Umgebung des Bergen-Lauterbacher Granitmassivs.

### Plattenbrüche bei Theuma.

#### Makroskopische Beschreibung der Gesteine und der Quarzeinlagerungen.

Die wegen ihrer vielseitigen technischen Verwendbarkeit hochgeschätzten Theumaer Platten sind aus der Umwandlung cambrischer Tonschiefer hervorgegangene Fruchtschiefer. Die ursprüngliche Schichtung ist vielfach noch deutlich zu sehen. Sie zeigt eine außerordentliche Verworrenheit hinsichtlich ihrer Streichungsrichtung. Die Ursache hiervon ist die Beeinflussung des Gebietes durch mehrere verschieden gerichtete Faltungen<sup>1)</sup>. Eine erkennbare Teilbarkeit nach der Schichtung ist nicht mehr vorhanden, dagegen eine ausgezeichnete transversale Schieferung, welche, ziemlich konstant nach NW einfallend, die Schichtung unter allen möglichen Winkeln durchschneidet. Nach ihr läßt sich der Fruchtschiefer durch eingetriebene Keile in schöne bis 8 qm große Platten von 5—10 cm Dicke mit Leichtigkeit zerspalten.

Makroskopisch läßt der Fruchtschiefer in einer hellgrauen, dicht erscheinenden Grundmasse größere schwärzliche Mineralindividuen erkennen, so daß eine porphyrtartige Struktur zustande kommt. Die Einsprenglinge erinnern durch ihre langgestreckte und rundliche Form vielfach an Getreidekörner. In anderen Fällen sind sie krystallographisch gut umgrenzt. Die Längsschnitte erscheinen als langgezogene Rechtecke, die Querschnitte bilden deutliche Sechsecke. Bisweilen sind die säulenförmigen Individuen an den Enden garbenförmig zerlappt. Das Mineral, welches in ihnen vorliegt, ist Cordierit.

Ganz untergeordnet findet sich in den Theumaer Brüchen ein zweites Gestein, wegen seiner außerordentlichen Härte von den Steinbrucharbeitern als „schwarzer Kies“ bezeichnet. Es bildet eine etwa 10 cm mächtige Einlagerung mit einem Streichen N 25° O, die unter 50° nach NW einfällt. Sie geht sowohl im Hangenden wie im Liegenden ganz allmählich in Fruchtschiefer über. Diese abweichend ausgebildete Schicht ist weitaushaltend und läßt sich sowohl im vorderen wie auch im hinteren Teile des großen Plattenbruches beobachten.

<sup>1)</sup> Siehe Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen, Sektion Ölsnitz-Bergen, Leipzig 1900, 12 und 13.

An einzelnen Stellen enthält dieses Gestein zahlreiche Blättchen von Biotit. Gewöhnlich ist es jedoch so dicht, daß die meisten seiner Bestandteile makroskopisch nicht erkannt werden können. Da es gleichzeitig schwärzliche Farbe aufweist, so ähnelt es in Bruchstücken, welche keinen der gleich zu erwähnenden Einsprenglinge enthalten, äußerlich durchaus einem Basalt. Als einziges ohne weiteres bestimmbares Mineral enthält es zahlreiche bis 1 mm groß werdende schwarze Granaten in scharfer Rhombendodekaederform. Als Seltenheit erscheint auch einmal ein solcher von schöner roter Farbe. Es handelt sich bei dieser Einlagerung wahrscheinlich um einen umgewandelten Diabastuff, wie solche in dem vorliegenden Kontaktgebiete zahlreich durch die geologische Landesaufnahme festgestellt sind.

Beide Gesteine, der Fruchtschiefer wie die schwärzliche Einlagerung in ihm, sind stellenweise von zahlreichen Quarzgängen durchschwärmt. Im ersteren folgen sie gern der in dem Gestein vorhandenen Plattung, das ist, wie oben ausgeführt wurde, der transversalen Schieferung. Doch finden sich auch deutliche Abweichungen von dieser Richtung, Erstreckung der Gänge quer dazu. Durch nur kurz andauerndes Aushalten der Quarzeinlagerungen und Anschwellen ihrer Mächtigkeit kommen sehr unregelmäßige, bisweilen linsenförmige Körper zustande. (Siehe Fig. 1.) Ihr Durchmesser kann bis 20 cm groß werden.

Der Hauptbestandteil dieser gangförmigen Bildungen ist milchig weißer Quarz. Gewöhnlich ist die Raumerfüllung eine vollkommene. In den nur sehr selten sich vorfindenden Drusenräumen besitzt das Mineral Krystallflächen. Weiter lassen sich makroskopisch mit Sicherheit erkennen: Muscovit, bisweilen in rosettenförmigen Gruppen, grobblättriger, schwärzlichgrüner Biotit und feinschuppiger Chlorit. Die Verteilung dieser letzteren Bestandteile ist keine gleichmäßige. Sie treten zusammen zu unregelmäßig gewundenen Lagen im Quarz, erscheinen also fast schlierenförmig. Biotit und Chlorit reichern sich außerdem besonders gern an den Salbändern an und bilden häufig im unmittelbaren Nebengestein der Quarzschmitzen und Quarzlinsen die ausschließliche Füllmasse von sehr geringmächtigen Spalten. Bräunlichrötliche Granatkryställchen, Kombinationen der Formen 0 und 202, und zwischen den Quarzkörnern eingebettete Säulen von schmutzigrünem Pinit, welcher dem Urvorkommen des Minerals im Pinistollen von Aue bei Schneeberg recht ähnlich ist, ferner grünliche erdige Massen ohne regelmäßige Umgrenzung, die sich bei der mikroskopischen



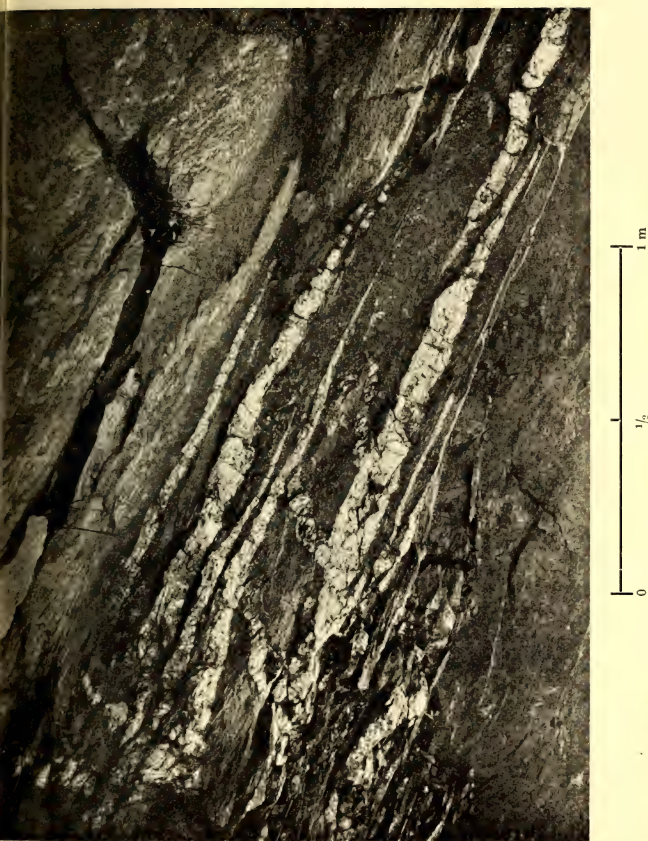


Fig. 1.

Linsenförmige Quarzinjektionen. Im rückwärtigen Teile des großen Theunaer Plattenbruchs.

Untersuchung durch vorhandene Cordieritreste gleichfalls als Pinit erweisen, vervollständigen das Bild von der mineralogischen Zusammensetzung der Quarzeinlagerungen.

An einem einzigen Stück, das ich der Liebenswürdigkeit des Herrn TISCHER, Direktor der Theumaer Plattenwerke, verdanke, trat ein schwärzliches Erz auf, das beim Zerkratzen ein braunes Pulver ergab. Mit konzentrierter Schwefelsäure gekocht, färbte es sich blau, eine Reaktion, die für Wolframit charakteristisch ist. Die Menge des Materials war aber so klein, daß weitere Untersuchungen damit nicht vorgenommen werden konnten.

Das Nebengestein in unmittelbarer Nachbarschaft der Quarzgänge, der Fruchtschiefer, weist ein sofort in die Augen fallendes abweichendes Aussehen auf gegenüber dem weiter davon anstehenden normalen Gestein. Auf Tafel VIII Fig. 1 ist ein Kontaktstück einer Quarzader mit dem Nebengestein aus den Theumaer Plattenbrüchen nach einer photographischen Aufnahme abgebildet. Man erkennt deutlich rechts den weißen Gangquarz, dann folgt eine etwa 5 cm breite Zone, in welcher die Cordierite zwar spärlicher, gleichzeitig aber auch zu viel größeren Individuen entwickelt auftreten. Außerdem sieht man hier aus der sonst gleichmäßig dichten Grundmasse hervortretend größere Biotit-, vereinzelt auch Muscovitblättchen. Dann erst kommt der Fruchtschiefer in seiner normalen Ausbildung. Es möge ausdrücklich hervorgehoben werden, daß es sich hier nicht um einen in Kontakthöfen bisweilen zu beobachtenden ohne ersichtlichen Grund auftretenden Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit handelt. In dem weiten Aufschluß, den der große Theumaer Plattenbruch darbietet, ist das Gefüge des Fruchtschiefers sehr gleichmäßig. Das Vorhandensein der grobkörnigen Varietäten ist immer ganz unverkennbar an die sich einstellenden Quarzeinlagerungen gebunden. Wo diese sich häufen, sind auch größere Partien des Nebengesteins grobkörnig ausgebildet. An vereinzelt Quarzadern dagegen läßt sich in der Nachbarschaft gar bald der Übergang in den normalkörnigen Fruchtschiefer beobachten, wie ihn die Abbildung 1 auf Tafel VIII zeigt. Ich erblickte bereits früher in diesem Größerwerden der Gemengteile eine besondere von den Quarzgängen ausgehende Kontaktwirkung<sup>1)</sup>, und ich kann auch jetzt nur daran festhalten, daß hier die Kontaktmetamorphose besonders intensiv wirksam gewesen sei.

Während sich die durch ihre unregelmäßige Form ausge-

<sup>1)</sup> Siehe S. 176, Anm. 2.

zeichneten Quarzeinlagerungen, die von einer deutlichen Kontaktzone begleitet sind, in bestimmten Partien des großen Steinbruchs häufen — in dem jetzt vorhandenen Aufschluß waren zwei solcher von Quarzbändern durchzogener Streifen von verschiedener Mächtigkeit deutlich zu beobachten — trifft man unabhängig von diesen vereinzelt eine zweite Art von Quarzgängen an, welche sich auf den ersten Blick als eine abweichende Bildung dokumentieren. Ihr Durchmesser geht nie über wenige cm hinaus. Die Grenzfläche gegen das Nebengestein ist immer sehr scharf geradlinig verlaufend. Die Ausfüllung besteht meist aus reinem Quarz. In einigen fanden sich daneben chloritische Mineralien und etwas Kupferkies. Ferner erscheint ihr innerer Teil oft rötlich gefärbt. Manche brausen, mit verdünnter Salzsäure behandelt, lebhaft auf, ein Beweis für das Vorhandensein von ziemlich viel Kalkspat. Der Hauptunterschied gegenüber den Verhältnissen an den vorher beschriebenen Quarzkörpern liegt in der Beschaffenheit des unmittelbaren Nebengesteins. Von irgendeiner Beeinflussung desselben von den mit Quarz erfüllten Spalten aus ist hier nicht das Geringste zu bemerken. Der Fruchtschiefer besitzt, was Mineralführung und Korngröße anlangt, unmittelbar neben diesen Quarzgängen durchaus die gleiche normale Ausbildung wie dort, wo solche fehlen. Ein Kontaktstück dieser Art zeigt Fig. 2 auf Taf. VIII. Ein Handstück zu gewinnen, welches zu beiden Seiten der Quarzader das Nebengestein zeigt, war unmöglich, da beim Zurechtschlagen mit Vorliebe ein Zerspringen längs der Grenzfläche zwischen Quarz und Gestein erfolgte.

#### Mikroskopische Erscheinungsweise der normalen Gesteine.

Die mit Hilfe des Mikroskops festgestellten Bestandteile des normalen Fruchtschiefers sind: Quarz, Muscovit, Biotit, Cordierit, Magneteisenerz, kohlige Substanz, Turmalin, Zirkon, Kalkspat und Rutil.

Der Quarz findet sich in kleinsten Körnchen, der Muscovit in ebensolchen Blättchen, beide einmal in der Grundmasse des Gesteins verbreitet, sodann auch von den übrigen größeren Kontaktmineralien umschlossen. Wie sich der Quarz stellenweise zu quarzitischen Lagen anreichern kann, so zeigt sich auch bisweilen die Grundmasse fast ausschließlich aus Muscovit bestehend. Der Biotit tritt schon in größeren, meist unregelmäßig lappig umgrenzten Individuen auf. Der Cor-

dierit zeigt trotz des Erfülltseins mit anderen Mineralien meist eine recht gute krystallographische Umgrenzung. Er erscheint farblos, oft durch Zersetzung gelblich oder grünlich. Die hexagonalen Schnitte erweisen sich immer zwischen gekreuzten Nicols als Drillinge. Der Biotit ist außer in der Grundmasse vorhanden als Einschuß im Cordierit, oft zeigt er Neigung, ihn randlich zu umwachsen. Der Magnetit erscheint in größeren, bisweilen oktaedrischen Körnern gleichmäßig in Grundmasse und Einsprenglingen verteilt. Die in feineren Schuppen und Flittern auftretende kohlige Substanz erfährt eine deutliche Konzentrierung im Cordierit, die dunkle Färbung dieses Minerals bedingend. Vielfach ist sie angeordnet in geradlinigen Zügen, die unbeirrt den durch Kontaktmetamorphose gebildeten Cordierit durchsetzen. Sie gehen offenbar der ursprünglichen Schichtung parallel. Ihr Verlauf beweist, daß das Gestein, welches wohl im großen gefaltet ist, von einer ins Kleine gehenden intensiveren Fältelung verschont geblieben ist. Der wenn auch immer nur spärlich in kleinsten Individuen weitverbreitete Turmalin mit einem Pleochroismus von blaugrau zu lichtrosa zeigt Säulenform mit meist sehr scharfer Endbegrenzung. Noch seltener findet sich in Körnern Zirkon und hin und wieder in ganz geringen Mengen Kalkspat. Auf ein ganz eigenartiges Auftreten von Rutil wurde ich zuerst aufmerksam beim Studium der grobkörnigen Kontaktzonen neben den Quarzadern, entdeckte es aber dann auch bei der Durchsicht von Dünnschliffen des normalen Fruchtschiefers. Zunächst findet sich der Rutil, was nicht auffällig ist, stellenweise reichlich in ganz kleinen Körnern ohne jede krystallographische Umgrenzung durch die Grundmasse hin verteilt. Bisweilen jedoch ist der Rutilgehalt in dem neugebildeten Cordierit angereichert worden, in ähnlicher Weise, wie auch kohlige Substanz in Kontaktmineralien konzentriert wird, wie in der Regel in den vorliegenden Gesteinen im Cordierit und anderswo im Chiasolith. Der Rutil bildet dabei aber nicht die von den „Tonschiefernädelchen“ bekannten scharfen Kryställchen, sondern rundliche und ovale Körner, welche trotz ihrer Kleinheit die gelbliche Farbe noch erkennen lassen und zwischen gekreuzten Nicols in intensiven Farbtönen aufleuchten. (Siehe Textfig. 2.)

Umschließt der Cordierit Rutil, dann fehlen die kohligen Einschlüsse, und er ist grünlich gefärbt. Daß es sich tatsächlich um Cordierit handelt, beweist die deutlich sichtbare Erscheinung von Drillingen. In denselben Schliffen finden sich nebeneinander gewöhnliche farblose Cordierite mit Einschlüssen

kohliger Substanz und grünliche, welche die Rutilkörnchen umschließen.

Ein aus einem Dünnschliff vorsichtig herausgelöster Cordierit mit den körnchenförmigen Einschlüssen ergab mit Wasserstoffsuperoxyd die Titanreaktion, wodurch die Rutilnatur der letzteren mit Sicherheit erwiesen ist.

Die mineralogische Zusammensetzung der dichten schwärzlichen Einlagerung im Fruchtschiefer ist in den verschie-

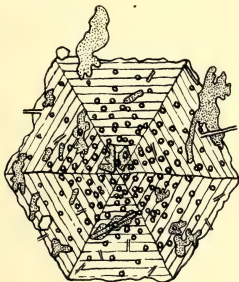


Fig. 2.

Rutil in neugebildetem Cordierit.

denen Schliffen stark wechselnd. Bisweilen erscheint u. d. M. als Hauptbestandteil ein regelloses Gewirr nadliger Individuen einer schwach grün gefärbten Hornblende mit deutlichem Pleochroismus (grün, gelblichgrün) und einer Auslöschungsschiefe von ca.  $20^\circ$ . Die meist sehr stark zurücktretende Grundmasse besteht aus Plagioklas, der sich nicht näher bestimmen ließ. Daneben sind vorhanden vereinzelte Quarzkörnchen, ferner reichlich Magnetit, einmal in Form von größeren Oktaedern, sodann in zierlichen Krystalskeletten und wenig Kupferkies. Größere blauschwarze Erzkörner von unregelmäßig gelappten Wachstumsformen erweisen sich durch beginnende Umwandlung in Leukoxen als Ilmenit. Die kristallographisch scharf begrenzten Granaten sind fast farblos, beherbergen als Einschlüsse Quarzkörnchen und vielfach Hornblendenädelchen, die über die Umgrenzung hinaus in die Grundmasse ragen können. Fast regelmäßig sind außerdem in ihnen, besonders in den inneren Teilen angereichert, opake, schwarze Mineralkörner enthalten, die offenbar zum größten Teile Magnetit



sind; denn aus dem Gestein herausgelöste Granaten werden von einem kleinen Stabmagneten angezogen. In anderen Partien der Einlagerung gelangt Biotit, der bisweilen vollständig fehlt, zu überwiegender Entwicklung. Daneben findet sich Chlorit, feinschuppiger Muscovit und Quarz in größerer Menge. Hier treten wieder die opaken Flitterchen, welche teils Eisen-erze, teils kohlige Substanz sein mögen, zu parallelen geraden Zügen zusammen, welche ohne Unterbrechung durch den neugebildeten Granat hindurchsetzen. In ihrem Verlauf ist auch hier wieder ein Hinweis auf die ursprüngliche Schichtung des Gesteins gegeben, sowie darauf, daß diese nicht gestört wurde. Die Biotitblättchen schneiden am Granat immer scharf ab, woraus hervorgeht, daß der letztere sich etwas früher gebildet hat als der Glimmer.

Die glimmerreichen Teile der schwärzlichen Einlagerung sind jedenfalls solche, an deren Zusammensetzung ursprünglich Tonschiefersubstanz in größerem Maße beteiligt war. Wo jedoch das Gestein als Amphibolit entwickelt ist, bestand es vorwiegend aus Diabasmaterial. Seine jetzige mineralogische Zusammensetzung verdankt es der Kontaktmetamorphose, welche die Tuffeinlagerung zusammen mit den umgebenden Schiefen erlitten hat.

#### Mikroskopische Untersuchung der Quarzeinlagerungen und ihrer Kontaktzonen.

Die Quarzfällung erweist sich u. d. M. als bestehend aus richtungslos zusammengefügt, unregelmäßigen Körnern. Das Mineral läßt in den zahlreichen untersuchten Dünnschliffen sofort eine höchst auffallende Erscheinung erkennen. Man beobachtet nämlich fast immer nebeneinander zweierlei Quarz, einen, der durch eine mehr oder minder intensive, aber stets deutliche Kataklasstruktur ausgezeichnet ist, und einen zweiten, welcher durchaus unversehrt erscheint. Es finden sich aber außerdem noch weitere Unterschiede zwischen den beiden. Die Körner des ersten Quarzes besitzen eine viel bedeutendere Größe. Ein Individuum ragt bei der Anwendung der schwächsten Vergrößerungen bisweilen weit über das Gesichtsfeld hinaus. Seine randliche Umgrenzung, mit welcher er gegen benachbarte Körner anstößt, ist immer unregelmäßig gewunden. Und endlich ist er von ungemein zahlreichen Einschlüssen erfüllt. Oft überwiegen unter diesen meist recht große, ganz unregelmäßig gestaltete Gaseinschlüsse. In anderen Fällen treten die gleichzeitig vorhandenen Flüssigkeitseinschlüsse mit teils ruhender,



seltener spontan beweglicher Libelle in den Vordergrund, welche hin und wieder die Form von „negativen Krystallen“ besitzen. Die Libelle konnte durch Erwärmen über 30° C nie zum Verschwinden gebracht werden, so daß flüssige Kohlensäure, die, wie später gezeigt werden wird, in den Quarzeinlagerungen anderer Fundpunkte eine Rolle spielt, hier nicht festzustellen war. Die immer viel kleineren Körner des zweiten Quarzes stoßen aneinander mit fast geradlinigen Rändern ab. Durch ihr Zusammentreten kommt eine typische Pflasterstruktur zustande. In ihm sind auch Flüssigkeitseinschlüsse vorhanden, aber nur ganz spärlich und vereinzelt. Stellenweise sind sie zu Reihen angeordnet, welche aus dem zweiten in den ersten Quarz hineinsetzen. Die beiden Quarzvarietäten lassen sich verschiedentlich auch schon makroskopisch durch ihre Farbe unterscheiden. Der zuerst genannte erscheint durch seine massenhaften Einschlüsse weiß, der zweite dagegen grau. Die von mir von vornherein gewonnene Anschauung, daß der kataklastische einschlußreichere Quarz älter sei als der unversehrte einschlußärmere, fand ihre Bestätigung in einem später noch zu beschreibenden Aufschluß bei Lichtenau (Seite 215), wo deutlich zu sehen war, daß der graue Quarz den weißen gangartig durchsetzt. Das Mengenverhältnis, in welchem die beiden Quarze in den Spaltenausfüllungen zusammen vorkommen, ist sehr schwankend. Oft finden sich in dem Mosaik des jüngeren Quarzes nur ganz vereinzelt Körner des älteren, bisweilen halten sich beide das Gleichgewicht, manche Gänge endlich sind vorwiegend von älterem Quarz erfüllt, zwischen denen in der Mitte oder am Salbande einzelne jüngere Quarzkörner sitzen.

Der in den Quarzeinlagerungen auftretende Granat stammt zum Teil mit Sicherheit aus der umgewandelten granatführenden Tuffeinlagerung her. Das beweist schon die Tatsache, daß er in den Quarzadern innerhalb der letzteren fast regelmäßig vorhanden zu sein pflegt. Die u. d. M. oft noch wahrzunehmenden Einschlüsse von Quarz, schief auslöschenden Hornblendenädelchen und Magnetit sprechen gleichfalls dafür. Beim Hineingeraten in die Spalten und den bei ihrer Bildung stattfindenden Bewegungen der einzelnen Schollen aneinander wurde er vielfach zerrieben, vielleicht auch von den in den Spaltenräumen zirkulierenden Lösungen chemisch angegriffen. Die im Nebengestein fast immer zu beobachtende gute krystallographische Umgrenzung ist beim Granat der Quarzadern nur dort erhalten geblieben, wo ihn anhaftende Fetzen des hornblende- oder glimmerführenden Nebengesteins geschützt haben. Im übrigen

ist seine Umrandung unregelmäßig gewunden und zeigt eine Auflösung in ein Aggregat kleinster Körnchen. Figur 1 auf Tafel XI zeigt einen solchen mechanisch und möglicherweise auch chemisch korrodierten Granat mit daransitzendem Amphibolit in einer Quarzader. Daneben finden sich aber auch unzweifelhafte Neukrystallisationen von Granat in der Form von schönen Perimorphosen (siehe Fig. 2 auf Tafel XI). Es sind das die bereits früher bei der makroskopischen Beschreibung der Quarzeinlagerungen erwähnten, mitunter sehr scharfen Granatkryställchen. Die von Sprüngen durchsetzten Leisten, welche die Umhüllung bilden, umschließen einen mehr oder weniger großen Granatkern, welcher nach außen hin in ein feinkörniges Haufwerk von Granat übergeht. Mit diesem letzteren zusammen tritt ein eigentümliches, im auffallenden Lichte weißliches Mineralgebilde auf, das vielleicht als ein Zersetzungsprodukt des Granats betrachtet werden könnte. Dasselbe lagert sich in scharf begrenzten Streifen aber auch innen an die Granathülle an und ähnelt dem Leukoxen. Natürlich kann sich dieser Vergleich nur auf das äußere Aussehen, nicht etwa auf die chemische Zusammensetzung beziehen. Da die weißliche Masse fast gar kein Licht hindurchläßt, erscheint sie in der Dünnschliffphotographie dunkel. Außerdem umschließt die Granatrinde Cordierit, Chlorit und Muscovit von der gleichen Beschaffenheit, wie diese Mineralien auch sonst in den Quarzadern verbreitet vorkommen. Der innere Kern und die äußere Umrandung von Granat unterscheiden sich durch die Färbung. Sie ist bei ersterem gelblich, bei letzterem schwachrosa. Während der innere Granat isotrop ist, weist der äußere oft schwache optische Anomalie auf.

Die nach dem makroskopischen Befunde einem häufig in den Quarzadern sich findenden Mineral gegebene Bezeichnung Pinit läßt sich auch nach der mikroskopischen Untersuchung im Sinne von GAREISS<sup>1)</sup> aufrechterhalten. Es handelt sich um ein Umwandlungsprodukt von Cordierit, das als Seltenheit in guter Krystallform, meist jeglicher regelmäßiger Umgrenzung bar, vorkommt. Durch Auftreten von größeren Quarzkörnern in ihm erscheint es meist durchlöchert. Hin und wieder beobachtet man, daß in einem Pinitindividuum eingebettete Quarze die gleiche optische Orientierung zeigen. Es liegt hier also eine Andeutung pegmatitischer Verwachsung der beiden Mineralien vor. Reste frischer Cordieritsubstanz sind häufig noch

<sup>1)</sup> A. GAREISS: Über Pseudomorphosen nach Cordierit. TSCHERMAKS min.-petr. Mitt. 20, 1901.

wahrzunehmen. Sie zeigen gegenüber dem benachbarten Quarz immer deutlich schwächere Lichtbrechung. Lebhaft doppelbrechende Schüppchen von Muscovit und geringe Mengen von Chlorit sind aber immer schon vorhanden. Polysynthetische Zwillingsbildung ist weit verbreitet. Die Zwillingsgrenzen sind oft sehr scharf, dann wieder erscheinen sie undeutlich verwaschen durch Schiefelage zum Dünnschliff. Oft sind unregelmäßig umgrenzte Partien im Cordierit in eine bräunlichgelbe Substanz von stärkerer Lichtbrechung und sehr schwacher Doppelbrechung umgewandelt. Eine andere Gelbfärbung von in Umwandlung begriffenen Cordieriten, bei deren Auftreten die Doppelbrechung erhalten bleibt, scheint, wie ihre fleckenweise wechselnde Intensität wahrscheinlich macht, hervorgerufen zu sein durch Ausscheidung von Eisenoxydhydrat. Vom Rande und von unregelmäßig verlaufenden Spältchen im Innern aus erfolgt die Umwandlung in ein feinschuppiges bis -faseriges Aggregat, das durch Übergänge mit deutlichen Muscovitblättchen verbunden ist. Diese Umwandlung findet sich auch in Körnern, die sehr schwache Doppelbrechung ohne gleichzeitige Gelbfärbung erkennen lassen. Daneben erscheint als Zersetzungsprodukt etwas Chlorit, nie aber Biotit. In einem größeren wie alle in Umwandlung begriffenen Cordieritkorn, beobachtete ich schmale Lamellen eines braunen Biotits, die, durch breitere Streifen dazwischenliegender Cordieritmasse getrennt, von einem Punkte radialstrahlig ausgehen. Offenbar liegt hier eine Verwachsung von Biotit und Cordierit vor, wie sie ähnlich Biotit und Feldspat in manchen Pegmatiten zeigen. Bisweilen beobachtet man, daß die Abnahme der Doppelbrechung und die beginnende Zersetzung vorzugsweise auf das Innere der Cordierite beschränkt ist, während eine äußere Zone noch frisch ist und die gewöhnlichen Interferenzfarben erkennen läßt. Gegenüber dem Cordierit des Fruchtschiefers fehlen dem Pinit der Quarzadern die massenhaften vorzugsweise kohligen Einschlüsse, so daß er jedenfalls als eine selbständige Bildung in den Quarzeinlagerungen zu betrachten ist.

Außer dem eben erwähnten aus Cordierit hervorgegangenen sekundären Muscovit findet sich aber auch solcher, der unzweifelhaft primärer Entstehung ist, bald in vereinzelt Blättchen, bald in breitstrahligen Aggregaten. Letztere haben sich oft dicht geschart auf Klüften im Quarze angesiedelt. Makroskopisch erinnern sie an manche lithiumhaltige Glimmer. Die spektroskopische Untersuchung ergab aber das Nichtvorhandensein dieses Bestandteils. In eigenartiger Verknüpfung mit braunem Biotit bildet der Muscovit

die Ausfüllung kleinster Spältchen in der Nachbarschaft der Quarzadern im Fruchtschiefer. Die beiden Mineralien wechseln ab in schmalen Lamellen, die senkrecht auf den beiderseitigen Salbändern der kleinen Spalten stehen. Vereinzelt treten Muscovitindividuen auf, die diese parallel angeordneten Leisten unter schiefen Winkeln durchqueren. Und schließlich bilden die scharf krystallographisch begrenzten, in ganz beliebigen Richtungen gelagerten Muscovite ein Netzwerk, dessen Zwischenräume von braunem Biotit erfüllt sind. Das Gesamtbild erinnert an die Art und Weise, wie Plagioklas und Augit in vielen Diabasen zusammentreten zur ophitischen Struktur. (Siehe Fig. 3 auf Tafel XI). In größeren Spalten sind die derartig verknüpften beiden Glimmer nur an den Begrenzungsflächen vorhanden.

Der Biotit ist in den Quarzadern am häufigsten intensiv grün gefärbt; der parallel der Spaltbarkeit schwingende Strahl erscheint schön bläulichgrün, der senkrecht dazu schwingende gelblich. Im konvergenten Lichte beobachtet man selten ein ganz schwaches Auseinandergehen der beiden Hyperbeln. Meist ist das Achsenbild nahezu vollständig das der optisch einachsigen Mineralien mit negativem Charakter der Doppelbrechung. Seltener zeigt der Biotit seine gewöhnliche braune Farbe, und schließlich findet sich, zwischen beiden vermittelnd, ein solcher mit einer braungrünen Übergangsfarbe. Die rein braunen Varietäten sind vielfach deutlich an die Salbänder der Spaltenausfüllungen gebunden. Von den Rändern her in die letzteren hineinragende große Individuen zeigen ein ganz allmähliches Übergehen von Braun in Grün und lassen damit gleichzeitig eine wenn auch geringe Abnahme der Doppelbrechung erkennen. Große grüne Biotite weisen in den zentralen Partien Anklänge an eine braune Färbung auf. Oft sind es nur ganz vereinzelt Blättchen von farbigem Biotit, die sich neben dem farblosen Glimmer in der vorwiegend aus Quarz bestehenden Füllmasse der Gangräume vorfinden. In anderen Fällen aber verdrängt er in bis 1 mm großen Individuen die übrigen Komponenten so vollständig, daß die betreffenden Dünnschliffe bei der makroskopischen Betrachtung gleichmäßig grün erscheinen.

Chlorit ist gleichfalls in den Quarzadern weit verbreitet, einmal anscheinend als selbständige Bildung, ohne ersichtlichen Zusammenhang mit anderen Mineralien. Er tritt dann auf in fächerförmigen Aggregaten, die lebhafte Färbung und eben solchen Pleochroismus aufweisen (saftgrün, gelblich). Zwischen gekreuzten Nicols erscheinen in ausgezeichnet schöner Weise

anomale Interferenzfarben. Bei einer vollen Umdrehung des Objektisches geht das sichtbar werdende tiefe Indigoblau ganz allmählich in Himmelblau über. Dann folgen noch einmal, immer ohne scharfe Dunkelstellung dazwischen, die beiden Farben aufeinander. Andere weniger intensiv gefärbte Chloritblättchen zeigen einen Wechsel der Interferenzfarben bräunlich und gelblichgrau. Das Vorkommen von geringen Mengen von Chlorit neben Muscovit als Zersetzungsprodukt des Cordierits ist bereits erwähnt worden. In gleicher Weise ist Chlorit sekundär hervorgegangen aus braunem Biotit, bisweilen unter Ausscheidung sagenitischer Nadelchen oder rötlicher Eisenmineralien. Einzelne Fetzen oder Lamellen des braunen Urminerals sind dann hier und da noch neben Chlorit vorhanden. Auch der dunkelgrüne Biotit scheint vielfach eine Umbildung in Chlorit erlitten zu haben. Man sieht bisweilen in einem größeren Chloritindividuum einen unregelmäßig umgrenzten Kern von grünem Biotit, der von einer etwas heller gefärbten schmalen Grenzzone umrandet ist. In den schon erwähnten Adern, die vorwiegend von dem grünen Mineral erfüllt sind, zeigt die mikroskopische Untersuchung, daß die Blättchen des Biotits gleichfalls mit unregelmäßig lappiger Umgrenzung wie eingebettet in einer Grundmasse von verworren blättrigem Chlorit liegen. Die Ähnlichkeit der beiden grünen Mineralien kann bei der Beobachtung mit einem Nicol ganz frappierend sein. Schiebt man dann aber den Analysator ein, so zeigt der Biotit leuchtende Interferenzfarben zweiter Ordnung, der Chlorit dagegen die schon beschriebenen anomalen Interferenzfarben. Diese Übereinstimmung der beiden Mineralien in ihrem Aussehen tritt endlich gut in die Erscheinung in einer besonderen Art ihrer Ausbildung, die noch erwähnt werden muß. Große Quarzkörner sind durchwachsen von wurmförmig gekrümmten, geldröllchenähnlichen Aggregaten, wie sie zuerst VOLGER aus Gotthardgesteinen beschrieben und als Helminth benannt hat. Man erkennt, daß nur einem Teile derselben, und zwar dem kleineren, diese Bezeichnung tatsächlich zukommt, indem sie nämlich aus Chlorit bestehen. Der überwiegende Teil dagegen ist grüner Biotit.

Das sind die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung an den schon makroskopisch sichtbaren Bestandteilen der Quarzgänge. Gleichzeitig gelangt man aber noch zur Feststellung einer ganzen Anzahl weiterer Mineralien.

Als erstes ist unter ihnen zu nennen der Apatit, welcher sehr häufig vorhanden ist, wenn auch immer nur in geringer Menge. Ausnahmsweise bildet er, in jüngerem Quarz einge-



schlossen, nach der Basis tafelige unvollkommene Kryställchen, die außerdem von einem Prisma und einer Pyramide begrenzt sind. Die Schwingungsrichtung der größeren Lichtgeschwindigkeit liegt in den betreffenden langgestreckten Krystalldurchschnitten parallel dem kleineren Durchmesser. Der optische Charakter der Hauptzone ist hier natürlich nicht, wie man es gewöhnlich bei säulig entwickelten Apatiten beobachtet, negativ, sondern positiv. Eine Quergliederung ist nicht vorhanden. Meist liegt das Mineral in Körnerform ohne jede krystallographische Umgrenzung vor. Es enthält oft Flüssigkeitseinschlüsse, auch solche mit beweglicher Libelle. Die sichere Identifizierung konnte nur auf chemischem Wege ausgeführt werden. Der Schleifsplitter einer Gesteinsprobe, die das in Rede stehende Mineral enthielt, wurde nicht allzufein zerkleinert und mittels Bromoform die schweren von den leichteren Mineralien, besonders dem massenhaften Quarz, getrennt. Es fielen Granat-, Biotit- und die spärlichen Apatitkörnchen zu Boden. Die letzteren wurden mit Hilfe von  $\alpha$ -Monochlor-naphthalin (Brechungsindex = 1,639) nach der SCHRÖDER VAN DER KOLKschen Methode einzeln unter dem Mikroskop ausgesucht. Sie lösten sich in Salpetersäure, und es entstand mit molybdänsaurem Ammoniak der in Ammoniak lösliche gelbliche Niederschlag von Ammoniumphosphormolybdat. An solchen isolierten Körnern konnte u. d. M. das Achsenbild des Apatits und der negative Charakter der Doppelbrechung festgestellt werden.

Weiter sind erst durch die mikroskopische Untersuchung zwei Mineralien aufgefunden worden, die bisher aus dem Kontaktbereich der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive überhaupt noch nicht bekannt waren, nämlich Spinell und Korund. Da beide immer in den gleichen Schliffen nebeneinander vorkommen, werden sie gleichzeitig erwähnt. Aus demselben Grunde ist noch ein drittes hinzuzufügen, welches auch im Nebengestein weit verbreitet ist, das ist Magnetit. Sie sind alle drei immer dort in den Spaltenausfüllungen zu finden, wo grüner Biotit und Chlorit in größerer Menge vorkommen. Der Spinell weist im Dünnschliff dunkelgrüne Farbe auf und ist durchaus isotrop. Seine Erscheinungsweise ist insofern ungewöhnlich, als er Aggregate undeutlicher kleiner Körner bildet, die mitunter Biotitblättchen teilweise oder auch ganz umhüllen. Oft haben sich Spinellkörnchen auch randlich an den Magnetit angesetzt. Seltener findet sich das grüne Mineral im Innern von löcherig ausgebildeten Magneteisenerzkristallen. Finden sich doch mitunter größere Individuen, so zeigen auch diese



nicht die deutliche krystallographische Umgrenzung, die man sonst häufig an Spinellen zu sehen gewöhnt ist, sondern sind randlich zerrissen und ausgefranst. Bisweilen bildet der Spinell in der Form eines dünnen Häutchens die Umrandung von unregelmäßigen hellgelblichen Mineralkörnchen, mit sehr schwacher Doppelbrechung, die etwas an Pinit erinnern. Eine sichere Bestimmung war jedoch nicht möglich. Der Korund läßt gleichfalls nie krystallographische Begrenzung erkennen. Dagegen waren im Dünnschliff deutlich zu konstatieren die optische Einachsigkeit, der negative Charakter der Doppelbrechung und die in einzelnen Flecken vorhandene blaue Farbe sowie Pleochroismus ( $\omega$ =blau,  $\varepsilon$ =bläulich). Beide Mineralien konnten einmal durch Behandlung mit Flußsäure, dann auch mit schmelzendem Kalinatroncarbonat isoliert werden. Die größeren Spinelle waren undurchsichtig, nur an den Rändern mit grüner Farbe durchscheinend. Im auffallenden Lichte zeigten sie keinen metallischen Glanz. Vom Korund ließ sich die Härte nachweisen, da hinreichend große Körner mit der Lupe ausgesucht werden konnten. Diese wurden nach der Angabe von BEHRENS<sup>1)</sup> auf den flachen Boden eines umgekehrten Achatmörsern gelegt und in das stumpfe Ende eines Bleistiftes eingepreßt. Dann wurde damit unter kräftigem Aufpressen auf einer unversehrten Krystallfläche von Topas hin- und hergefahren, wodurch deutliche Ritzer entstanden. Der Magnetit bildet selten wohlumgrenzte Oktaeder. Meist sind seine Krystalldurchschnitte, deren Umriß allerdings vielfach auf die Oktaederform hinweist, ausgezeichnet durch unvollkommene Raumerfüllung. Oft beobachtet man, von Magnetitsubstanz umschlossen, geringe Mengen des kohlige Substanz führenden Nebengesteins, dann findet man wieder kleine Fetzen desselben dem Magnetit randlich anhaftend. Auch für sich allein treten Nebengesteinsüberreste in den grünen Biotitmassen auf, von Adern durchtrümmert, auf denen sich gleichfalls grüner Biotit gebildet hat.

Rutil findet sich immer zusammen mit Chlorit, mit der bekannten honiggelben Farbe durchscheinend. Krystallform ist an ihm nicht wahrzunehmen. Durch beginnende Umwandlung in gelblichen Leukoxen wird er stellenweise undurchsichtig. Ferner trifft man gelblichen Leukoxen schon makroskopisch sichtbar in mehrere Quadratmillimeter großen Täfelchen an. Die mikroskopische Betrachtung lehrt, daß untergeordnete Teile der leistenförmigen Querschnitte, welche diese im Dünnschliff

<sup>1)</sup> H. BEHRENS: Anleitung zur mikrochemischen Analyse, 2. Aufl., Hamburg und Leipzig 1899, 178.

ergeben, gleichfalls aus Rutil bestehen. Die Tafelform wies mit einiger Wahrscheinlichkeit auf Ilmenit als ursprüngliches Mineral hin, und in der Tat ließen sich in einem nachträglich angefertigten zweiten Schliff Überreste desselben mit Sicherheit erkennen. Verschiedentlich finden sich die fast vollständig in Leukoxen umgewandelten leistenförmigen Individuen des Ilmenits in größeren Kupferkieskörnern. Der Rutil muß entweder schon früher in Verwachsung mit dem Titaneisenerz vorhanden gewesen sein oder ist neben Leukoxen gleichfalls durch Umwandlung aus ihm hervorgegangen<sup>1)</sup>.

In einer ganz wenig mächtigen Spalte fanden sich zusammen mit etwas Kupfer- und Schwefelkies geringe Mengen eines fleischroten, gut spaltbaren Minerals, das wohl als Feldspat betrachtet werden konnte. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß tatsächlich ein solcher vorlag, nicht aber, wie das makroskopische Aussehen zuerst hätte vermuten lassen, Orthoklas, sondern ein Plagioklas. Eine wahrnehmbare Zwillingslamellierung ist zwar nicht bei allen Körnern vorhanden, jedoch bei einer großen Anzahl. Hin und wieder beobachtet man gleichzeitig Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz. Eine genauere Bestimmung des vorliegenden Plagioklases erschien nur möglich durch Feststellung des Maximums der Auslöschungsschiefe in symmetrisch zur Zwillingsgrenze auslöschenden Schnitten. Sie betrug etwa 11 Grad. Da ferner die Lichtbrechung des Minerals um ein geringes höher ist als die des Canadabalsams, ist dieser Plagioklas fast genau ein Oligoklas-Andesin. Die Feldspäte zeigen vielfach beginnende Zersetzung in ein glimmeriges Mineral. Die rötliche Färbung wird verursacht durch ein ungleichmäßig verteiltes Pigment. Oft erscheint dieses in Streifen angeordnet, die den Zwillingslamellen parallel verlaufen. In ähnlicher Weise trifft man mitunter als sekundäre Bildung in den Feldspäten Reihen von Chloritscheibchen an, welche die gleiche Richtung zeigen wie die vorher erwähnten Pigmentanhäufungen. Damit dieses Mineral entstehen konnte, war natürlich eine Zufuhr von Mg und Fe notwendig. Oft ist auch der Chlorit als Ansiedlung in unregelmäßig verlaufenden Sprüngen im Feldspat vorhanden.

Turmalin konnte als Seltenheit in den Quarzadern festgestellt werden. Er bildet in der Nähe der krystallographisch wohlbegrenzten Pinite Einschlüsse in großen Quarzkörnern, und zwar kleine Säulchen, teils mit, teils ohne Endbegrenzung, von

---

<sup>1)</sup> Vergl. dazu LOSSEN: diese Zeitschr. **40**, 1888, 593.

dunkelblaugrauer Farbe. Der schwächer absorbierte Strahl erscheint schwachrosa gefärbt.

Weiter beobachtet man hin und wieder Zirkon in runden Körnern und undeutlichen Säulchen. Wenn sie im Biotit oder Chlorit auftreten, sind sie von pleochroitischen Höfen umgeben.

Als ein fernerer gleichfalls seltener Bestandteil ist Kalkspat anzuführen. Er tritt im Quarz auf als Ausfüllung feinsten Klüfte. Außerdem bildet er Pseudomorphosen nach einem strahligen Mineral, die in den Quarz- und Granatindividuen eingeschlossen sind. Das Aufbrausen mit kalter verdünnter Salzsäure läßt neben der optischen Untersuchung das Carbonat als Kalkspat erkennen. In ganz ähnlicher strahliger Ausbildung findet sich in anderen Schlifften der Quarzeinlagerungen Hornblende. Es ist wohl möglich, daß der Kalkspat sekundär aus dieser hervorgegangen ist, zumal er öfters in Chlorit eingebettet liegt, der bei der Umwandlung als Nebenprodukt entstanden sein kann.

Schließlich konnte von Sulfiden außer den schon genannten und bereits makroskopisch sichtbaren, Kupferkies und Schwefelkies, noch Magnetkies als in den Quarzeinlagerungen vorhanden festgestellt werden.

Die mikroskopische Untersuchung des unmittelbaren Nebengesteins der Quarzadern, welches makroskopisch das oben geschilderte Gröberwerden des Kornes erkennen läßt, zeigt zunächst, daß mit einigen Ausnahmen hier die gleichen Mineralien vorhanden sind wie in dem weiterhin anstehenden normalen Kontaktgestein. Dagegen lassen sich in den Mengenverhältnissen der einzelnen Komponenten sehr bemerkenswerte Unterschiede feststellen. Zunächst ist es brauner Biotit, der unmittelbar neben den Quarzausfüllungen viel reichlicher vorhanden zu sein pflegt als weiterhin im Gestein. Da der Biotit im vorliegenden Falle durch die Kontaktmetamorphose gebildet ist, müssen hier die Bedingungen für seine Entstehung besonders günstig gewesen sein. Ferner sind in gleicher Weise Turmalin und Zirkon in den Kontaktzonen viel häufiger als im normalen Fruchtschiefer. Die Verteilung des zuletzt genannten Minerals in den an die Quarzeinlagerungen angrenzenden Partien fällt trotz der Kleinheit der Individuen sehr deutlich in die Augen durch das Vorhandensein der vielen pleochroitischen Höfe in den braunen Biotiten und in den auffällig groß ausgebildeten Cordieriten, in welchen bei sonstiger Farblosigkeit des Wirtes gelbliche Färbung erkennbar ist. Die optische Untersuchung einer größeren Zahl von derartigen Einschlüssen, welche die Entstehung pleochroi-

tischer Höfe veranlassen, ergab, daß in ihnen Zirkon vorliegt. Weiter ist in der Nähe des Kontakts im Gestein Apatit gegenwärtig. Wie der früher beschriebene Apatit der Quarzadern bildet er meist ziemlich große, unregelmäßig umgrenzte Körner. Es kann kein Zweifel bestehen, daß er von den Quarzgängen her in das Nebengestein gelangt ist, da er in größerer Entfernung vollständig zurücktritt.

Der Biotit aus der Nachbarschaft der Quarzadern beherbergt endlich bisweilen zahlreiche Einschlüsse eines rotbraun durchscheinenden Minerals, das sonst nirgends zu finden war. Seine Querschnitte sind bald leisten- bis stäbchenförmig, dann erscheint es wieder taflig mit deutlicher Neigung zu sechsseitiger Ausbildung seiner Umrandung. Der umschließende Biotit ist durchaus frisch, so daß nur ursprüngliche Einschlüsse, nicht etwa sekundäre Bildungen vorliegen können. Bei dem intensiven Farbenwechsel des umgebenden braunen Glimmers läßt sich ein möglicherweise vorhandener Pleochroismus des rotbraunen Minerals nicht erkennen. Es scheint der glimmerigen Varietät des Titaneisenerzes anzugehören, welche den bekannten kupferroten Schiller des Hypersthens verursacht.

Eine kaum 1 cm mächtige, mit Quarz und grünem Biotit erfüllte Spalte, welche normalkörnigen Fruchtschiefer durchsetzt, zeigt an ihren Salbändern neben der schon beschriebenen stärkeren Entwicklung des braunen Biotits das Auftreten von Granaten, die stellenweise einen zusammenhängenden Granatsaum bilden und hinter diesem im unmittelbar anliegenden Nebengestein noch in vereinzelt Körnern da sind. Da der Granat im normal entwickelten Fruchtschiefer als Gemengteil nie vorkommt, so ist sein an die Spalte gebundenes Vorhandensein wohl mit Sicherheit als eine von ihr ausgehende Kontaktmetamorphose zu deuten.

Die Quarzgänge der zweiten Art, welche normalkörnigen Fruchtschiefer als Nebengestein haben, bestehen vielfach aus reinem Quarz. Von den akzessorischen Mineralien, die in den Quarzeinlagerungen mit deutlicher Kontaktzone oft so überwiegend vorhanden sind, daß der Quarz durch sie stellenweise ganz in den Hintergrund gedrängt wird, finden sich nur einige wenige und auch diese in vereinzelt kleinen Körnern. Als solche sind zu nennen: Cordierit, Chlorit, die beide vorzugsweise auf die Salbänder beschränkt sind, ferner spärliche Körner von Apatit, Pyrit und Kupferkies, endlich noch Kalkspat, der im Gegensatz zu dem andern Vorkommen hier häufiger und in größeren Mengen auftritt und meist in den mittleren Teilen der Spalten zu finden ist. Die gleichfalls hier

zu bemerkende Rotfärbung rührt nicht von einem besonderen Mineral her, sondern ist hervorgerufen durch ein im Quarz eingeschlossenes Pigment. Während die Struktur in den Quarzadern der ersten Art eine rein massige ist, kommt hier ein abweichendes Gefüge dadurch zustande, daß senkrecht auf die Spaltenwandungen parallele Quarzstengel aufgewachsen sind, eine Ausbildung, wie sie häufig in auf wäßrigem Wege ausgefüllten Gangräumen anzutreffen ist. Sie findet sich beispielsweise fast in der Regel in den zahlreichen, unzweifelhaft durch Lateralsekretion entstandenen Quarzgängen, welche den Spiriferensandstein des Bocksbergs und des Kahlebergs nördlich von Zellerfeld durchziehen.

Ein großer Teil der vorstehend aufgeführten Beobachtungen ließ sich in gleicher Weise an den weiterhin zu nennenden Fundpunkten anstellen. Dieselben mögen alsdann unter Bezugnahme auf das früher Gesagte nur kurz erwähnt und lediglich die hinzukommenden neuen Tatsachen ausführlicher behandelt werden.

### **Aufschlüsse im Geigenbachtal am Talsperrenbau der Stadt Plauen.**

#### **Makroskopische Beobachtungen.**

Das Gestein, welches im Geigenbachtal als Baumaterial für die große Sperrmauer vor und hinter dieser in mehreren großen Brüchen gewonnen wurde, ist gleichfalls ein Fruchtschiefer, der aber durch Umwandlung von Schichten der oberen Phyllitformation entstanden ist. Ein sofort in die Augen fallender Unterschied gegenüber dem von Theuma ist die beträchtlichere Größe der gleichfalls zahlreich vorhandenen schwärzlichen Cordieritkörner. Sehr häufig setzt sich das Gestein zusammen aus einer dünnsschichtigen Wechsellagerung von dunklen Schieferlagen mit hellgrauen quarzitischen Bändern. Die Mächtigkeit der einzelnen verschiedenartigen Schichten beträgt immer nur wenige Millimeter. Die Einschaltung dieser Quarzitlagen läßt trotz der hochgradigen Kontaktmetamorphose die ursprüngliche Schichtung ausgezeichnet schön sichtbar werden. Ihr Vorhandensein ist ferner die Ursache davon, daß nach ihr noch eine gute Teilbarkeit vorhanden ist, obgleich die Lokalität dem Granitkontakte näher liegt als die Brüche von Theuma, wo davon nichts mehr zu bemerken war. Der stark gewundene Verlauf der Schichten zeigt, daß die Gesteine eine intensive Fältelung erlitten haben. Auf dem Querbruch der gebänder-



ten Kontaktgebilde sieht man, daß die Cordierite nur in den Schieferlagen zur Entwicklung gelangt sind. Sie stoßen an den quarzitischen Lagen ziemlich scharf ab.

In großer Verbreitung trifft man auch im Talsperrengebiet Einlagerungen von milchig weißem Quarz an, in welchen sich eine ganze Anzahl der bei Theuma daraus bekannt gewordenen Mineralien wiederfinden. Durch Betrachtung mit bloßem Auge waren von diesen festzustellen: säulig ausgebildeter Pinit, Muscovit, grüner Biotit und Chlorit, deren Erscheinungsweise durchaus mit der von dem vorher beschriebenen Fundpunkt übereinstimmt. Häufiger als dort findet sich ein Feldspatmineral, das gelbliche Färbung aufweist und offenbar stark in Zersetzung begriffen ist. Es gelang auch, in einer Glimmer- und Chloritanhäufung einige mehrere Millimeter lange Säulchen von Apatit zu entdecken. Ferner wurde im Quarz in der Form von dünnen Krusten wieder ein schwärzliches Erz beobachtet, das nach einer Ebene spaltbar ist und in pulverisiertem Zustande braune Farbe zeigt. Durch Behandlung mit kochender konzentrierter Schwefelsäure erschien wieder die Blaufärbung. Eine qualitative chemische Untersuchung<sup>1)</sup> ergab Reaktionen, die unzweifelhaft auf Wolframsäure hinwiesen. Außerdem enthielt das Mineral Eisen. Auch Mangan konnte mit der Schmelze von Soda und Salpeter auf dem Platinblech nachgewiesen werden. Das Erz ist somit Wolframit<sup>2)</sup>.

Die Quarzeinlagerungen zeigen wiederum große Unregelmäßigkeit ihrer Gestalt und Neigung zu linsenförmiger Ausbildung durch rasche Änderung ihrer Mächtigkeit. Ihr unmittelbares Nebengestein ist deutlich auffallend grobkörnig entwickelt. Auch hier ist die Abhängigkeit dieser abweichenden Ausbildung von der Gegenwart der Quarzanhäufungen unzweifelhaft. Tafel XI veranschaulicht einen Quarzgang, der auf beiden Seiten die abnorm entwickelte Kontaktzone und sodann den normalkörnigen Fruchtschiefer zeigt. Figur 2 auf

<sup>1)</sup> Sie erforderte bei der geringen Menge der verfügbaren Substanz besondere Sorgfalt. Für ihre Ausführung spreche ich Herrn Kandidat des Hüttenfachs O. KÜHLE, der sie im metallhüttenmännischen Laboratorium der Bergakademie zu Clausthal vornahm, meinen besten Dank aus.

<sup>2)</sup> Wolframit wurde im Kontakthof des Bergen-Lauterbacher Granitmassivs bei Tirpersdorf bereits durch M. SCHRÖDER aufgefunden gelegentlich der durch ihn ausgeführten Kartierung des Gebiets (siehe Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Kgr. Sachsen, Sektion Ölsnitz-Bergen, Leipzig 1890, 58). Das Vorkommen, welches später R. BECK beschrieb (Zeitschr. für prakt. Geol. 1907, 37—41), wird gegenwärtig ausgebeutet.



Tafel X gibt die Abbildung eines weiteren eigenartigen Kontaktstücks. Sie stellt die bisweilen auftretende Erscheinung des Nebengesteins dar unmittelbar an Quarzmassen, in denen neben Muscovit zahlreiche große Pinitsäulen enthalten sind. Das Quarzaggregat ist größtenteils abgebrochen. Am rechten Rande sind noch geringe Reste davon sichtbar. Sodann folgt unmittelbar am Salband eine 10 mm breite Zone, an deren Zusammensetzung außer vereinzelt schwärzlichen Cordieritkörnern hellere Mineralsubstanzen beteiligt sind. Dahinter beobachtet man einen etwa ebenso mächtigen zusammenhängenden Cordieritsaum und in noch größerer Entfernung von der Quarzausfüllung lichtgraues Gestein, in welchem spärliche größere dunkle Einsprenglinge von Cordierit neben zahlreichen kleineren, die Biotit sind, auftreten. Weiterhin vollzieht sich dann sehr rasch der Übergang in den normalen Fruchtschiefer. Angaben über den mikroskopischen Befund dieser merkwürdigen Kontaktzone an den Quarzadern sollen weiter unten folgen.

Wie die oben besprochenen grauen Quarzitlagen finden sich die weißen linsenförmigen Quarzbildungen oft genau konform der Schichtung eingeschaltet. Daß sie aber gleichwohl ganz anderer Entstehung sein müssen, beweist der Umstand, daß sie ebenso häufig quer dazu das Gestein durchsetzen. Figur 1 auf Tafel X läßt einen weißen Quarzgang erkennen, der spitzwinklig zu der durch die quarzitischen Zwischenlagen hervorgerufenen Bänderung verläuft. Aus ihrem Verhalten geht mit Sicherheit hervor, daß sie jünger sind wie das Nebengestein. Sie stellen Spaltenausfüllungen dar, also echte Gänge, die allerdings oft als Lagergänge erscheinen.

Auch hier wieder gibt es Quarzgänge, deren Nebengestein keine besondere Beeinflussung aufweist außer der durch die allgemeine Kontaktmetamorphose hervorgerufenen. Ein solcher Gang mit normalem Kontaktgestein, der auch durch viel regelmäßigeren geraden Begrenzungsflächen ausgezeichnet ist, durchsetzt in deutlich sichtbarer Weise in dem oberen unzugänglichen Teile einer Steinbruchwand eine andere Quarzeinlagerung von unregelmäßiger linsenförmiger Gestalt. Ob diese letztere eine besondere Kontaktmetamorphose des angrenzenden Gesteins hervorgerufen hat, war nicht direkt festzustellen; ihrer äußeren Form nach zu urteilen, gehört sie aber sicher den Bildungen der zuerst geschilderten Art an. Die Quarzgänge mit normalem Fruchtschiefer als Nebengestein sind also späterer Entstehung als die andern.

### Mikroskopische Beobachtungen.

Der Fruchtschiefer von der Talsperre zeigt im allgemeinen die gleichen mineralogischen Bestandteile wie der von Theumia. Unter anderem findet sich die von dort beschriebene Anreicherung von Rutil in grünlich zersetzten Cordieriten auch hier. Ein augenfälliger Unterschied besteht darin, daß der braune Biotit sich in viel größerer Menge einstellt, sehr unregelmäßige Umgrenzung und Siebstruktur zeigend. Er tritt hier sehr oft als Einschluß in den Cordieriten auf.

Die so häufig in den Gesteinen miteinander wechsellagernden Schiefer- und Quarzitlagen zeigen in ihrer Zusammensetzung bis auf den Cordierit, der auf die schiefrigen Partien beschränkt ist und an den quarzitischen Einschaltungen mit verschwommener Begrenzung abbricht, nur quantitativ, nicht aber qualitativ einen Unterschied. In den ersteren, die dunklere Färbung aufweisen, sind die Hauptbestandteile Biotit und Muscovit; an Menge zurücktretend finden sich auch Quarzkörnchen und Schüppchen kohligter Substanz. In den helleren Schichten ist Quarz der überwiegende Bestandteil, kohlige Substanz ist nur noch sehr wenig vorhanden, auch Biotit und Muscovit werden viel spärlicher. U. d. M. wird die Wirkung des Faltendrucks auf die Gesteine in einer stellungsweise bis ins Kleinste gehenden intensiven Fältelung erkennbar. Dabei macht man die Beobachtung, daß die quarzitischen Lagen der zusammenschiebenden Kraft einen viel größeren Widerstand entgegengesetzt haben als die schiefrigen. Während die Reihen von Schüppchen kohligter Substanz und Glimmerblättchen, welche der ursprünglichen Schichtung parallel angeordnet sind, innerhalb der quarzitischen Teile des Schliffes einen vielfach noch geradlinigen oder nur ganz schwach gewundenen Verlauf aufweisen, sieht man in den vorzugsweise glimmerigen Schieferlagen die viel steiler auf- und absteigenden Fältchen dicht nebeneinander liegend. Man stellt also hier in mikroskopischer Kleinheit dasselbe fest, was anderswo schon im großen zu erkennen ist, nämlich, daß miteinander abwechselnde Schichten von ungleicher Beschaffenheit durch einen und denselben Seitendruck ganz verschieden stark beeinflusst erscheinen können, je nach ihrer größeren oder geringeren Festigkeit, so daß ursprünglich konkordant gewesene Lagen dadurch zum Schlusse diskordante Lagerung aufweisen können.

Von ganz besonderem Interesse ist die Erscheinungsweise der in Form größerer, schon makroskopisch sichtbarer Einsprenglinge auftretenden Kontaktminerale Biotit und Cor-

dierit. Die Individuen des braunen Glimmers liegen oft mit ihrer Spaltbarkeit quer zur Schichtung. Sie zeigen unvollkommene Raumerfüllung dadurch, daß sie Quarzkörnchen und Muscovitblättchen einschließen, welche, beide farblos, in ihnen zu Sätteln und Mulden angeordnet sind. In der Richtung der Schichtflächen sind sie unregelmäßig zerlappt, was verursacht ist durch die Einschaltung der schon genannten farblosen Gesteinskomponenten. Die einzelnen der dadurch zustande kommenden Fetzen gehen mit der Faltung auf und ab. Trotz der dadurch entstehenden gewundenen Form, wie sie die Figuren 1 und 2 der Tafel XII veranschaulichen (in der letzteren wird auch die Spaltbarkeit sichtbar), löschen die einzelnen Biotitindividuen durchaus optisch einheitlich aus. Die beschriebene Ausbildungsweise des Biotits läßt Schlüsse zu über das Altersverhältnis zwischen der Gesteinsfältelung und der Entstehung des Glimmers, die der Granitintrusion unmittelbar gefolgt sein muß, da sich's um ein Kontaktmineral handelt. Bei der Wichtigkeit, die dieser Frage, falls sie mit Sicherheit entschieden werden könnte, zukommt, möge sie etwas ausführlicher behandelt werden.

Für die zeitliche Beziehung, in welcher die zu beobachtende Fältelung einerseits und die Bildung des Biotits andererseits zueinander stehen können, existieren drei Möglichkeiten. Erstens wäre es denkbar, daß der Biotit vollständig fertig vorgelegen hätte, als die Fältelung stattfand. In diesem Falle müßte er zwischen gekreuzten Nicols undulöse Auslöschung zeigen, die bei mechanisch deformierten Glimmermineralien in so ausgezeichneter Weise vorhanden zu sein pflegt. Davon ist aber nichts zu bemerken. Zweitens könnte die durch einen Faltungsdruck bewirkte Zusammenschiebung der Schichten bereits abgeschlossen gewesen sein, als der Glimmer sich bildete. Eine solche ältere Faltung übt keinen Einfluß aus auf die Form der später in dem Gestein entstehenden Gemengteile. Sie gibt sich zu erkennen durch die Anordnung gewisser Mineraleinschlüsse<sup>1)</sup> zu gewundenen Reihen, welche durch die Gesteinsmasse hindurchsetzen. Dabei ist die äußere Umgrenzung

<sup>1)</sup> In den Gesteinen einiger alpiner Vorkommnisse sind das graphitische Substanzen (vergleiche dazu E. WEINSCHENK: Die Mineralagerstätten des Groß-Venediger-Stockes in den Hohen Tauern. GROTHS Zeitschr. für Krystallogr. **26**, 352 und B. BAUMGÄRTEL: Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten, Jahrbuch der k. k. geol. R.-A., **52**, 1902, 229), anderswo Sillimannit (E. WEINSCHENK: Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais, Abhandl. der k. bayr. Akad. der Wissenschaften, II. Klasse, **21**, II. Abt., 370).

der neugebildeten Mineralien meist verhältnismäßig einfach, oft sogar krystallographisch scharf. Derartige Verhältnisse liegen gleichfalls bei den in Rede stehenden Bildungen nicht vor. Es bleibt daher nur noch die dritte Möglichkeit übrig. Es müssen Fältelung und Entstehung des Biotits fast genau gleichzeitige Vorgänge gewesen sein. Die durch die seitliche Zusammenstauchung der Schichten bewirkte Lockerung des Zusammenhangs zwischen den einzelnen Schieferlagen, welche bei Zunahme des Druckes, vor allen Dingen, wenn die Möglichkeit eines Ausweichens nach oben vorhanden gewesen wäre, an den Sätteln und Mulden zur Entstehung kleiner Hohlräume nach Art der sogenannten „saddle-reefs“ geführt hätte, war die Ursache davon, daß sich die durch die Kontaktwirkung des Granits erzeugte Biotitsubstanz mit Vorliebe hier ansiedelte, wobei sie natürlich den durch die Fältelung hervorgerufenen Windungen der Schichtflächen folgte. Die in demselben Gestein zu beobachtende Ausbildung des Cordierits ist gleichfalls geeignet, die gewonnene Annahme zu unterstützen. Das farblose Mineral beherbergt Einschlüsse kohligter Substanz, welche, in auf- und absteigenden gewundenen Zügen angeordnet, die stattgehabte Fältelung dokumentieren. Betrachtet man den Gesteinsschliff mit einer schwachen Vergrößerung zwischen gekreuzten Nicols, so gewahrt man das Vorhandensein von Gleitflächen, welche quer zu den wellig verlaufenden Schichtflächen das Gestein durchsetzen. Während nun in den nicht gefältelten Kontaktgesteinen der gleichen Lokalität und anderer, beispielsweise von Theuma und Tirpersdorf, der Cordierit sehr verbreitet Ausbildung von Drillingen zeigt, wobei die Zwillingnähte in ganz beliebigen Richtungen durchs Gestein verlaufen, fallen hier die Zwillingsgrenzen mit der Richtung der Gleitflächen zusammen. Es hat also auch der Cordierit eine Beeinflussung durch den noch herrschenden Fältelungsdruck erfahren.

Die geologische Bedeutung der durch vorstehende mikroskopische Beobachtungen festgestellten Gleichzeitigkeit von Kontaktmetamorphose und Gesteinsfältelung wird weiter unten eine eingehendere Würdigung erfahren.

Dünnschliffe durch die Füllmasse der Quarzeinlagerungen lassen auch hier wieder das Auftreten des Quarzes in zwei Generationen erkennen. Der ältere, kataklastische, dessen große Individuen mit stark verzahnten Rändern ineinander eingreifen, ist ausgezeichnet durch einen ungemeinen Reichtum an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen. Manche unter den letzteren lassen sich mit Sicherheit als solche von flüssi-

ger Kohlensäure erkennen<sup>1)</sup>. Sie treten vereinzelt auf und pflegen bisweilen durch verhältnismäßige Größe ausgezeichnet zu sein, derart, daß die Libelle schon bei 45facher Vergrößerung sichtbar sein kann. Entweder beobachtet man in ihnen einfache Libellen, oder es kommt die Erscheinung der sogenannten „doppelten Libellen“ zustande; es liegen also zwei sich nicht mischende Flüssigkeiten mit einer Gaslibelle vor.

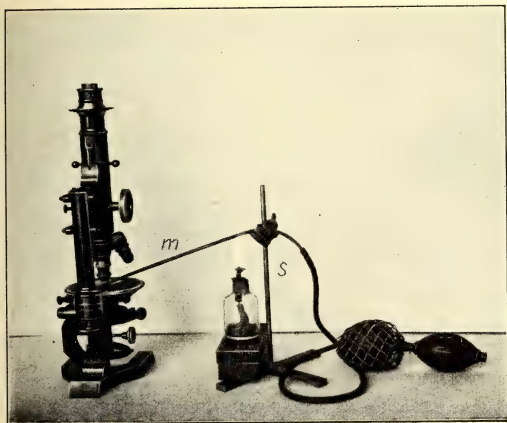


Fig. 3.

Kohlensäurebestimmung im Dünnschliff.

Die flüssige und gasförmige Kohlensäure befinden sich im Innern der Einschlüsse. Die Kohlensäureeinschlüsse sind

<sup>1)</sup> Bekanntlich bestimmt man einen Flüssigkeitseinschluß im Dünnschliff als solchen von Kohlensäure dadurch, daß man das Präparat bis über ihre kritische Temperatur, die etwas über 30 Grad C liegt, hinaus erwärmt, wodurch ein Verschwinden der vorher sichtbaren Libelle von gasförmiger Kohlensäure bewirkt wird. Ich habe mir, um rasch und bequem eine große Anzahl von Flüssigkeitseinschlüssen daraufhin zu untersuchen, ob sie solche von Kohlensäure sind oder nicht, unter Anlehnung an WÜLFING, der etwas Ähnliches angibt (Mikroskop. Physiographie der petrogr. wichtigen Mineralien, 4. Auflage, Stuttgart 1904, erste Hälfte, 379), um eine Bewegung ruhender Libellen in Flüssigkeitseinschlüssen durch Erwärmen künstlich hervorzurufen, die nebenstehend abgebildete einfache Vorrichtung (siehe Textfigur 3)



auf den älteren Quarz beschränkt. Im jüngeren Quarz, der keine Kataklaste aufweist und aus kleineren Körnern mit regelmäßiger Umgrenzung besteht, sind viel weniger Flüssigkeitseinschlüsse vorhanden. Solche von Kohlensäure waren unter ihnen nie zu finden.

Das hier und da in den Quarzadern vorkommende Feldspatmineral erweist sich u. d. M. als ein Plagioklas, der sich mit Sicherheit genau identifizieren läßt. Seine Lichtbrechung ist niedriger als  $w$  und  $\epsilon$  des Quarzes. Das Maximum der Auslöschungsschiefe in symmetrisch zur Zwillingsgrenze auslöschenden Schnitten ist 15 Grad. Es liegt somit Albit vor. Er zeigt Zersetzung zu einem muscovitähnlichen Glimmermineral. Mit dem älteren Quarz ist er an einer Stelle deutlich pegmatitisch verwachsen.

In weiter Verbreitung findet sich wieder der Apatit, meist in unregelmäßigen Körnern. Wo er Krystallumgrenzung besitzt, erscheint er in kleinen, nach der Basis tafligen Individuen mit den Formen  $\infty$  P, P, OP (vergleiche dazu Seite 190). Flüssigkeitseinschlüsse sind auch in ihm häufig, oft solche mit lebhaft beweglicher Libelle. Mitunter sind sie so dicht geschart, daß das Mineral dadurch getrübt wird. Vereinzelt konnten unter ihnen solche von flüssiger Kohlensäure festgestellt werden.

Das Vorhandensein von Granat, der bei Theuma schon bei der Betrachtung mit bloßem Auge oft zu sehen war, enthielte hier erst die mikroskopische Untersuchung. Er ist meist an Chloritaggregate gebunden, vereinzelt trifft man ihn auch im grünen Biotit. Entweder liegen kleine Körner von ihm vor oder häufiger zierliche Perimorphosen, deren Inneres von Quarz, gelblichem Pinit oder grünem Chlorit gebildet wird.

zusammengestellt: An einem Stativ  $s$  ist ein gebogenes Messingröhrchen  $m$  eingespannt. Das vordere Ende desselben ist breit gehämmert und außerdem noch flach abgefeilt, so daß man es auch bei der Anwendung der stärksten Vergrößerungen in den zwischen Objektiv und Deckglas vorhandenen kleinen Zwischenraum einschieben kann. Über das hintere runde Ende des Röhrchens steckt man den Gummischlauch eines gewöhnlichen Parfümzerstäubers. Stellt man unter das Messingröhrchen eine Spiritusflamme und setzt das Gebläse in Tätigkeit, so erhält man einen heißen Luftstrom, mit Hilfe dessen schnell eine Erwärmung des Dünnschliffs auf etwa 40 Grad C hervorgebracht werden kann. Ist das Präparat einmal warm, so genügt ein einziger Druck auf den Gummiballen, um die Libelle zum Verschwinden zu bringen. Nach dem Verlauf von wenigen Sekunden kommt sie wieder zum Vorschein.

Auf die beschriebene Art und Weise kann, was nebenbei bemerkt sei, das Verschwinden der Libelle in Kohlensäureeinschlüssen sehr schön als Vorlesungsversuch gezeigt werden.



Manchmal konnte die Natur des Kernes nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

Von weiteren Mineralien finden sich in den Quarzadern Pinit, Muscovit, brauner und grüner Biotit, Chlorit (bisweilen als Helminth entwickelt) und Spinell in genau der gleichen Art der Ausbildung, wie sie von den Theumaer Plattenbrüchen beschrieben worden ist.

Die Quarzgänge, welche keine besondere Kontaktmetamorphose bewirkt haben, enthalten nur sehr spärlich fremde Mineralien, und zwar Chlorit, Muscovit, zersetzten Cordierit und Apatit. Der Quarz ist in manchen von ihnen durchaus unversehrt. Die vorhandenen Flüssigkeitseinschlüsse bilden Reihen, die mehrere benachbarte Körner durchsetzen. In anderen findet man auch hier zweierlei Quarz, von denen der ältere durch Zertrümmerungserscheinungen ausgezeichnet ist und auffallend mehr Einschlüsse enthält als der jüngere. Davon sind sehr viele Gaseinschlüsse von ganz unregelmäßiger Form. Andere enthalten Flüssigkeit mit einer Libelle, die sich beim Erwärmen nicht ändert, und einzelne Kohlensäure.

Das schon makroskopisch abweichend aussehende, an die unregelmäßig gestalteten Quarzeinlagerungen unmittelbar angrenzende Kontaktgestein weist auch u. d. M. wieder besondere Eigenheiten auf. Die meisten Bestandteile sind zunächst hier viel größer entwickelt. Manche Mineralien, die auch im normalen Gestein vorhanden sind, finden sich hier auffällig angereichert, nämlich brauner Biotit, Apatit und besonders Turmalin. Im Cordierit und Biotit sind hier pleochroitische Höfe besonders zahlreich um farblose Körnchen herum, die sich oft als Zirkone bestimmen lassen. Rutil, in der typischen Form der „Tonschiefernädelchen“, ist einmal spärlich im Gestein verstreut, sodann zahlreich, oft die knieförmigen Zwillinge erkennen lassend, in der Form von Interpositionen in größeren Zirkonen und Turmalinen enthalten. Im letztgenannten Mineral beobachtet man außerdem Flüssigkeitseinschlüsse. Granat, der dem Fruchtschiefer in seiner gewöhnlichen Ausbildung vollständig fremd ist, findet sich manchmal längs der Quarzadern im unmittelbaren Nebengestein und ist wohl mit Sicherheit als besondere Kontaktbildung zu betrachten. Der Cordierit, dessen Körner im normalen Kontaktschiefer in ihrer ganzen Ausdehnung gleichmäßig mit Einschlüssen kohligter Substanz erfüllt sind, zeigt mitunter in den grobkörnigen Kontaktpartien einen einschlufreichen Kern, der von einer einschlufreien Randzone umwachsen ist. Dabei bilden beide ein Krystallindividuum. Mir scheint das darauf hinzudeuten, daß die Bildung dieses

Kontaktminerals in zwei Phasen stattfand. Bei der allgemeinen Metamorphose, die den ganzen Gesteinskomplex ergriff, entstand der einschlußführende innere Teil; bei der speziellen von den nachher vorzugsweise mit Quarz erfüllten Spalten ausgehenden Beeinflussung erfolgte ein Weiterwachsen des Cordierits in ähnlicher Weise, wie in den sogenannten Krystallsandsteinen Quarzkörner später von Quarzsubstanz in gleicher krystallographischer Orientierung umhüllt wurden. Endlich tritt Andalusit, der sich als Kontaktmineral erst in größerer Granitnähe allgemein verbreitet in den Gesteinen findet, bisweilen an die Nachbarschaft der Quarzadern gebunden, schon hier auf.

Es bleibt noch übrig, das mikroskopische Bild des in Fig. 2 auf Tafel X dargestellten Kontaktstückes zu beschreiben, von dem bereits auf Seite 196 die Rede war. An der Zusammensetzung der innersten 10 mm mächtigen Zone nehmen neben in Zersetzung begriffenem Cordierit teil: Quarz, Muscovit, fächerartige Aggregate von Chlorit und Andalusit. Der letzterwähnte Gemengteil ist ausgezeichnet durch starke Lichtbrechung, schwache Doppelbrechung und prismatische Spaltbarkeit. Zwischen gekreuzten Nicols weisen die oft recht deutlichen Krystallkörner fleckenweise verschiedene Interferenzfarben auf, dergestalt, daß eine scharf umrandete innere Partie, deren Umrisse übrigens nicht der Krystallumgrenzung parallel verlaufen, schwächer doppelbrechend erscheint als der übrige Teil. In Dünnschliffen von gewöhnlicher Dicke war eine Färbung nicht wahrzunehmen. Dagegen erschien in einem Schliff, der so dick gelassen wurde, daß der Quarz blaue Interferenzfarben zeigte, an einigen Körnern deutlicher Pleochroismus (lichtrosa, farblos). Der Cordierit, der hinter dieser innersten Zone einen zusammenhängenden Saum bildet, führt zahlreiche Einschlüsse von kohligter Substanz, Muscovit, Turmalin und Rutil und zeigt weit vorgeschrittene Zersetzung zu Pinit. In ihm wie in der darauffolgenden Nebengesteinsmasse kommen zahlreich größere Körneraggregate von Quarz mit ziemlich regelmäßiger geradliniger Begrenzung vor. Mitunter in deren zentralem Teil vorhandene braune Biotitüberreste machen es wahrscheinlich, daß in ihnen Pseudomorphosen von Quarz nach Biotit vorliegen. Die vielfach der Rechtecksform angenäherten Querschnitte der erwähnten Bildungen sind sehr geeignet, diese Annahme zu unterstützen, und könnten gut von leistenförmigen Biotiten herrühren. Das graue Nebengestein besteht vorzugsweise aus Quarz und Muscovit. Ungemein reichlich enthält es blaugrauen Turmalin und, etwas zurücktretend, Rutil, der durch Übergänge mit gelblichem Leukoxen verknüpft ist.

Eine besonders intensive Anreicherung von Turmalin und Leukoxen beobachtet man längs mikroskopisch feiner Spältchen, die das Gestein durchsetzen.

### **Tirpersdorfer Fruchtschiefer-Brüche.**

In den bei Tirpersdorf gelegenen Plattenbrüchen finden sich nur ganz selten Quarzgänge, deren Nebengestein durchaus normaler Fruchtschiefer ist (siehe Fig. 3 auf Tafel VIII). Ein aus dem abgebildeten Stück hergestellter Schliff läßt u. d. M. erkennen, daß die Ausfüllung der Spalte fast ausschließlich aus Quarz mit verhältnismäßig wenigen reihenweise angeordneten Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen besteht, bei dem nichts für eine Entstehung in zwei getrennten Zeitabschnitten spricht, die in unserm Gebiete so vielfach bei derartigen Bildungen wahrzunehmen ist. Die Füllmasse besteht an den Rändern stellenweise aus parallelen Stengeln, deren Längsachse senkrecht zur Richtung des Salbandes liegt. Ein kleines Bruchstück des Nebengesteins, das im Gang von einem größeren Quarzkorn eingeschlossen ist, zeigt ebensowenig wie dieses selbst eine irgendwie geartete besondere Beeinflussung; es wurde also rein mechanisch bei der Krystallisation des Quarzes mit aufgenommen. Hier dürfte es sich um einen gewöhnlichen Sekretionsgang handeln. Dagegen konnte in einem zweiten Quarzgang, der im unteren Bruch den Fruchtschiefer durchsetzt, ebenfalls ohne von einer abweichend ausgebildeten Kontaktzone begleitet zu sein, wieder deutlich zweierlei Quarz, durch die schon oft beschriebenen Kennzeichen unterschieden, und als Übergemengteile Chlorit festgestellt werden, weshalb ich diesen für eine mit dem benachbarten Granit zusammenhängende Injektion betrachte. Die weitere Ausführung dieses Gedankens wird später erfolgen.

### **Aufschlüsse bei Rittergut Treuen oberen Teils.**

Am Fuße des Berges, auf dem Rittergut Treuen oberen Teils liegt, gewahrt man in alten, bereits stark verwitterten Aufschlüssen in den Höfen der dort gelegenen kleinen Häuschen zahlreiche Einlagerungen von vorzugsweise weißem Quarz in der Form von langgestreckten Linsen. Das Nebengestein läßt die Kontaktmetamorphose, die es erlitten, in einer deutlich sichtbaren Knotenbildung erkennen. Zu Dünnschliffuntersuchungen war es wegen mangelnder Frische nicht mehr geeignet. Man beobachtet aber mit bloßem Auge, daß die schwärzlichen Einsprenglinge unmittelbar neben den Quarz-

adern auch hier viel größer entwickelt sind als in einiger Entfernung davon. Der Quarz zeigt u. d. M. die immer in diesen Vorkommnissen wiederkehrende Erscheinung, daß einmal größere Körner da sind, die deutlich durch einen Druck zertrümmert erscheinen und massenhaft Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse enthalten, unter letzteren solche von Kohlensäure. Daneben ist in kleineren Individuen ein durchaus unversehrter, also jüngerer Quarz vorhanden, der auffallend weniger, oft reihenweise angeordnete Einschlüsse führt.

### **Eimberg bei Kottengrün.**

Der Eimberg bei Kottengrün liegt schon außerhalb des das Lauterbach-Bergener Granitmassiv umgebenden Kontakthofs hart an der Grenze desselben und besteht nach den Feststellungen der geologischen Landesaufnahme aus Schichten, die dem Cambrium zuzurechnen sind. Die grünlichen, quarzitisches gebänderten Schiefer sind nicht anstehend vorhanden, man kann sie aber in auf den Feldrainen angehäuften Lesesteinen gut studieren. Sie bilden ihrem äußeren Ansehen nach ein Zwischenglied zwischen Phylliten und Tonschiefern. Zahlreich beobachtet man auch hier wieder entweder parallel der Schichtung eingelagerte oder gangförmige Massen von Milchquarz, als dessen Begleiter vielfach ein dunkelgrünes Mineral, offenbar Chlorit, erscheint. Von einer Kontaktmetamorphose ist auch in dem dicht an den Quarzeinlagerungen gelegenen Nebengestein nichts zu bemerken. Ein Dünnschliff durch den Quarz zeigt, daß er größtenteils aus kleineren Körnern besteht, die fast vollständig frei von Einschlüssen und durchaus unversehrt von Druckeinwirkungen geblieben sind. Hier und da treten daneben größere Individuen auf, die durch auffallenden Reichtum an Einschlüssen, im vorliegenden Falle mehr solche von Gas als von Flüssigkeit, und innere Zertrümmerungserscheinungen von der übrigen Masse unterschieden sind.

### **Ferbigs Mühle bei Stöckigt.**

In einigen kleinen hinter Ferbigs Mühle bei Stöckigt gelegenen Steinbrüchen stehen teils rötlich, teils graugrün gefärbte, durchaus unveränderte cambrische Tonschiefer an. Die Lokalität ist an der Erdoberfläche etwa 2 km von der äußersten Kontaktgrenze entfernt. In großen Mengen sind diesen Gesteinen vorzugsweise parallel den Schichtflächen, hin und wieder aber auch quer dazu, weiße Quarzeinlagerungen eingeschaltet.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß zwei ganz verschiedene Erscheinungsweisen des Quarzes in ihnen vertreten sind. Einmal ist das Mineral parallelstenglig entwickelt. Wie schon früher erwähnt, finden sich in der gleichen Form die Quarzausfüllungen eines Vorkommens, das mit großer Sicherheit als ein rein hydatogenes angesehen werden muß<sup>1)</sup>. Aus diesem Grunde ist wohl auch der in Rede stehende Quarzgang auf dieselbe Weise gebildet. Die Quarzstengel am vorliegenden Fundpunkte löschen vollständig einheitlich aus, zeigen also keinerlei Beeinflussung durch einen Druck. Die in ziemlich beträchtlicher Menge auftretenden Flüssigkeitseinschlüsse bilden geradlinige Reihen, die den Salbändern parallel verlaufen. In einem andern Dünnschliff von der gleichen Örtlichkeit beobachtet man u. d. M. ein richtungslos ziemlich großkörniges Aggregat von Quarzkörnern, die eine deutliche Zertrümmerung aufweisen. Diese Erscheinung ist um so auffälliger, als der Quarz, der an der Zusammensetzung des schiefrigen Nebengesteins beteiligt ist, davon in der Regel nichts erkennen läßt. Weiter führt dieser abweichend ausgebildete Quarz bedeutend mehr Flüssigkeitseinschlüsse als der andere, unter denen oft solche mit lebhaft beweglicher Libelle in die Augen fallen. Ein Verschwinden des Gasbläschens trat beim Erhitzen des Präparates über die kritische Temperatur der Kohlensäure hinaus nie ein. Außerdem enthält der Quarz schön grünen Chlorit in der Ausbildung, die man als Helminth bezeichnet, wie ihn auch Schiffe von Theuma und der Talsperre zeigten. Die betonten Abweichungen lassen wohl mit großer Berechtigung den Schluß zu, daß solche Bildungen ganz anderen Vorgängen ihre Entstehung verdanken wie die vorher geschilderten der ersten Art. Wie weiter unten ausgeführt werden soll, stehen sie mit dem benachbarten Granit in Zusammenhang.

### **Alter Steinbruch zwischen Rebesgrün und Rodewisch.**

Am Wege von Rebesgrün nach Rodewisch findet man, kurz nachdem man die Bahnlinie Herlasgrün—Falkenstein überschritten hat, links im Walde einen größeren Aufschluß in den zwischen den Kontakthöfen des Bergener und Kirchberger Massivs verbreiteten tonschieferähnlichen Phylliten der oberen Phyllitformation. Von einer Beeinflussung der glänzenden Schiefer durch die benachbarten Granite, von denen der von Bergen-Lauterbach der nächstgelegene ist, kann nichts wahr-

<sup>1)</sup> Siehe oben S. 195.



genommen werden. Auch hier lassen sich die schon oft beschriebenen Quarzeinlagerungen feststellen. Sehr deutlich fällt in ihnen ein Gehalt an Feldspat auf, der bald noch vollkommen frisch und dann fleischrot gefärbt ist, bald zu einer weißlichen Masse zersetzt erscheint. An den Schüppchen der letzteren wurde nach der SCHRÖDER VAN DER KOLKSchen Methode eine Lichtbrechung von 1,55 nachgewiesen, die für Kaolin spricht, worauf übrigens auch schon das ganze Aussehen und ihre Zerreiblichkeit hinweisen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß der frische Felspat zum Teil Orthoklas, zum Teil ein Plagioklas ist, dessen Lichtbrechung niedriger ist als die des Quarzes. Er steht also dem Albit sehr nahe. Der Quarz bildet ein Aggregat großer mit zackigen Rändern ineinander eingreifender Körner. Beeinflussung durch Druckerscheinungen ist in gleicher Weise bei ihm wie an den Feldspäten zu erkennen. Ebenso führen beide zahllose Flüssigkeitseinschlüsse. Außerdem findet sich auch hier wieder Chlorit.

### **Aus der Umgebung des Kirchberger Granitmassivs.**

#### **Einschnitt am Lengenfelder Bahnhof.**

Den besten Aufschluß aus der Umgebung des Kirchberger Massivs bietet der durch den Erweiterungsbau des Lengenfelder Bahnhofs vor wenigen Jahren frisch geschaffene Einschnitt von mehreren hundert Metern Länge. Dort läßt sich ein Übergang von fruchtschieferähnlichen Gesteinen in Andalusithornfels gut verfolgen. Mit der Annäherung an den ostwärts befindlichen Granit verschwindet die Schiefernatur der Kontaktgesteine ganz allmählich, das Gefüge wird immer mehr massig, aber durchgängig ist ein porphyrartiges Aussehen der Kontaktprodukte zu bemerken, indem sich dunkle größere Einsprenglinge, die, wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, Cordierite sind, von einer dichteren helleren Grundmasse deutlich abheben. Diese Erscheinung wird besonders an etwas angewitterten Gesteinsproben immer recht gut erkennbar. Die stellenweise 10 m hohe Felswand erweist sich als außerordentlich reich an Quarzinjektionen, die in bis zu 20 cm dicken linsenförmig anschwellenden und mannigfach gewundenen Körpern das kontaktmetamorph umgewandelte Schiefergestein durchziehen. Bisweilen überwiegt der milchig



weiß bis wasserhell aussehende Quarz derart, daß einzelne Partien des Aufschlusses fast ausschließlich aus ihm gebildet sind, und nur ganz zurücktretende Nebengesteinsmengen dazwischen sichtbar werden. Als weitere Bestandteile der Quarzadern lassen sich durch makroskopische Beobachtung feststellen dunkelgrüner Biotit, heller Glimmer und ein gelbliches Mineral, welches das Aussehen eines Feldspates besitzt. Unmittelbar an den Rändern der Quarzkörper zeigt das Nebengestein auch hier eine besondere abweichende Beschaffenheit. Die in größerer Entfernung im Gestein meist 1 bis 2 mm messenden dunklen Cordierite werden hier mitunter zentimetergroß. (Siehe Taf. X, Fig. 3.)

Die mikroskopische Untersuchung der Einlagerungen läßt wieder das schon so oft geschilderte Nebeneinander von zweierlei Quarz erkennen, eines älteren durch Druck beeinflussten, welcher ungemein zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse enthält, darunter viele von Kohlensäure, und eines später gebildeten, der viel einschlußärmer und unverletzt ist. Feldspatminerale treten etwas mehr in den Vordergrund wie bei anderen Fundpunkten des in Rede stehenden Gebietes. Einmal erweisen sie sich durch die deutlich niedrigere Lichtbrechung wie die des Canadabalsams als Orthoklas, der hin und wieder gegen den anstoßenden Quarz krystallographische Umgrenzung besitzt. In ihm finden sich Einschaltungen eines stärker lichtbrechenden Feldspates in der Form von Flecken, die Zwillingslamellierung zeigen, und unregelmäßiger Spindeln. Im angrenzenden Quarz ist beim Anheben des Tubus die Erscheinung der Beckeschen Linie viel deutlicher als in dem eingeschalteten zweiten Feldspat. Die Lichtbrechung des letzteren liegt also zwischen der von Orthoklas und Quarz, er ist daher Albit. Es liegen Bildungen vor, die F. BECKE als Mikroperthit bezeichnet hat<sup>1)</sup>. Außerdem findet sich Albit allein für sich in größeren zwillingslamellierten Individuen. Zusammen mit Quarz ist er oft pegmatitisch verwachsen. In ähnlicher Weise beobachtet man gegenseitige Durchdringungen großer Individuen von Albit und Muskovit. Das letztgenannte Mineral bildet ferner zusammen mit Chlorit wirrstrahlige, teilweise fächerartige Aggregate, denen Apatitkörner beigemengt sind. In der eben beschriebenen Art des Auftretens ist der lichte Glimmer sicherlich als ursprüngliche Bildung aufzufassen. Sekundär entstanden ist

<sup>1)</sup> F. BECKE: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. TSCHERMAKS Min.-petrogr. Mitt. 4, 1882, 195 u. ff.

er dagegen in gelblichen feinschuppigen Massen, die Pseudomorphosen nach Cordierit darstellen. Dieser Pinit der Quarzadern enthält nicht die kohligen Einschlüsse, die im Cordierit des Nebengesteins so regelmäßig vorhanden sind. Biotit erscheint entweder durchaus dem Magnesiaglimmer des Nebengesteins gleichend braun mit einem Stich ins Rötliche, welche Färbung auf einen vorhandenen Titangehalt hinweist; bei der bisweilen zu beobachtenden Umwandlung des Minerals zu Chlorit scheiden sich in der Tat sagenitische Zersetzungsprodukte ab. Außerdem findet sich wieder grüner Biotit mit einem Pleochroismus von dunkelgrün zu gelblich. In ganz geringen Mengen tritt bläulicher Turmalin auf, entweder unregelmäßige Körner oder innerhalb des Quarzes krystallographisch scharf begrenzte Mikrolithen bildend, ferner ebenso spärlich Kalkspat.

In den Fruchtschiefern ist gegenüber den mehr hornfelsartig entwickelten Kontaktbildungen ein deutliches Zurücktreten des Andalusits festzustellen. Die weiteren Mineralbestandteile der normalen Kontaktgesteine sind Quarz, Muscovit, Biotit, Cordierit, graphitische Substanzen, letztere in den Cordieriten immer viel feinschuppiger entwickelt als in den Andalusiten, Magneteisenerz, Turmalin, Zirkon und Rutil.

Das durch seine Grobkörnigkeit schon bei der Betrachtung mit bloßem Auge sich auszeichnende unmittelbare Nebengestein der Quarzadern läßt u. d. M. einige Mineralien besonders reichlich hervortreten, nämlich braunen Biotit, Turmalin und Zirkon, welcher trotz seiner Kleinheit gut sichtbar wird durch die pleochroitischen Höfe, die um ihn im Biotit und dem meist noch recht frischen Cordierit des Nebengesteins auftreten. Ferner findet sich an die Nähe der Quarzeinlagerungen gebunden Apatit, oft Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle führend. Ein Mineral, das den Hornfelsen im allgemeinen fremd zu sein pflegt, findet sich hier in weiter Verbreitung, nämlich Orthoklas, bisweilen mit eingelagerten Albitlamellen, also gleichfalls in der Erscheinungsform des Mikroperthits. Eine stellenweise wahrzunehmende Färbung desselben ist verursacht durch ein rötliches Pigment. Er zeigt bisweilen beginnende Zersetzung in ein glimmerartiges Mineral. Viel häufiger aber ist die Umwandlung in einen Chlorit von eigentümlich körneliger Beschaffenheit. Wo dieselbe eingetreten ist, finden sich oft in der Nähe geringe Mengen von Kalkspat. Der braune Biotit läßt auch hier häufig eine Umwandlung zu Chlorit erkennen, immer unter

Ausscheidung sekundärer Titanmineralien. Der Magnetit, der im normalen Gestein gleichmäßig verteilt zu sein pflegt, ist hier bisweilen auf kleinen Spältchen angeordnet, so daß es scheint, als ob er eine Umlagerung erfahren habe.

Sehr häufig auftretende schöne Helicitstrukturen zeigen, daß die Lengenfelder Gesteine eine bis ins kleinste gehende Fältelung erlitten haben. Entweder sind kleine Biotitindividuen zu gewundenen Zügen angeordnet, die ungestört durch die mosaikartig mit geradliniger Begrenzung nebeneinander liegenden Andalusitkörner hindurchsetzen oder aber die graphitischen Schüppchen bilden, besonders in größeren Cordieriten, auf und nieder gehende Reihen, die dichtgeschart beieinander liegende Fältchen erkennen lassen. In einem Cordieritkorn können unter Umständen 10 kleinste Sättel und Mulden gezählt werden. Vielleicht erklärt sich aus der Zusammenstauchung, die also offenbar die vorliegenden Gesteine durchgemacht haben, auch der vielfach gekrümmte und gewundene Verlauf der linsenförmigen Quarzkörper, wovon in den zwar im großen gefalteten, aber nicht gleichzeitig gefältelten Teilender west-erzgebirgischen Kontakthöfe, beispielsweise in den Theumaer Plattenbrüchen, nichts wahrzunehmen ist.

### **Hornfelsaufschluß zwischen Kirchberg und Wiesen.**

An der Straße von Kirchberg nach Wiesen trifft man bald nach der Überschreitung der Granitgrenze links einen auch auf der geologischen Karte, Sektion Kirchberg, angegebenen kleinen Schotterbruch. Das Gestein, welches hier in ausgezeichnete Frische ansteht, ist ein ungemein zäher Cordierit-Andalusithornfels von hellgrauer Farbe, in dem sich ebenso wie in den früher geschilderten Fruchtschiefern schwärzliche Cordieriteinsprenglinge von der lichterem Grundmasse deutlich abheben. In der Nachbarschaft wenig ausge-  
dehnter, unregelmäßiger Quarzeinlagerungen erlangen diese eine beträchtlichere Größe als sonst im Gestein, auch andere Merkmale sprechen dafür, daß man es hier mit ähnlichen Bildungen zu tun hat, wie sie oben aus den granitferneren Teilen der Kontakthöfe beschrieben wurden, so das Vorhandensein von Muscovit und die Anreicherung von Biotit zu größeren Massen innerhalb des Quarzes und an den Rändern der Einschaltungen. Bemerkenswert ist hier das Anwachsen des braunen Biotits zu Tafeln von mehreren cm Länge und das öfter zu konstatierende Auftreten eines fleischroten Feldspatminerals.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Mineralkörper, welche in einer schmalen Zone die erwähnte etwas abweichende Kontaktmetamorphose bewirkt haben, läßt zahlreiche auch von anderen Fundpunkten geschilderte Züge wiedererkennen. Es findet sich in ihnen neben Quarz Cordierit, oft noch verhältnismäßig frisch, oft weitgehend zersetzt, hauptsächlich zu Muscovit und wenig Chlorit. Er verdient also dann die Bezeichnung Pinit. Im Gegensatz zu dem Cordierit des Nebengesteins, der in großer Anzahl immer kohlige Einschlüsse enthält, ist er einschlußfrei. Ferner sind vorhanden primärer Muscovit, grüner Biotit, der durch Übergänge mit braunem verbunden ist. In Vergesellschaftung mit der ersteren Varietät finden sich grüner Spinell, Magnetit sowie Korund in ganz ähnlicher Art des Auftretens, wie es von Theuma berichtet wurde. Der braune Biotit reichert sich stellenweise sehr stark an den Salbändern an und weist mitunter ungemein zahlreiche pleochroitische Höfe um kleine farblose Körnchen auf. Im Quarz zeigt der braune Glimmer oft Zersetzung zu Chlorit unter gleichzeitiger Bildung von Rutil in der Form des Sagenits. Endlich sind in geringer Menge vorhanden Apatit, bläulicher Turmalin und Kalkspat. Der Feldspat erweist sich durch seine Lichtbrechung und das Nichtvorhandensein von Zwillinglamellierung als Orthoklas. Die Färbung ist hervorgebracht durch ein rötliches, wolkig verteiltes Pigment. Einzelne Körner enthalten feinste Stengel einer anderen etwas stärker lichtbrechenden Feldspatsubstanz eingelagert. Sie gleichen dem von Lengenfeld beschriebenen Mikropertthit. Wie dort beobachtet man auch hier Umwandlung des Feldspats in Chlorit.

Der normale Hornfels besteht aus den Mineralien Cordierit, Andalusit, Quarz, Muscovit, brauner Biotit, Rutil, Turmalin, kohlige Substanz und Magneteisenerz. In der Nachbarschaft der feldspatführenden Quarzeinlagerungen tritt als Gesteinsgemengteil Orthoklas hinzu. Es sei im Hinblick auf eine Beschreibung, die ROSENBUSCH von Kontaktgesteinen des Kirchberger Massivs gibt<sup>1)</sup>, ausdrücklich betont, daß in den mir vorliegenden Schliffen Orthoklas neben Andalusit vorhanden ist. Der übrigens auch in durchaus frischem Zustande fleckenweise rosa gefärbte Andalusit läßt sich von dem rötlich pigmentierten Feldspat gut unterscheiden, besonders unter Zuhilfenahme der Lichtbrechung, die bei dem letzteren Mineral deutlich geringer ist als die des Quarzes.

<sup>1)</sup> Die Steiger Schiefer, 244.

### **Aufschlüsse nördlich von Rothenkirchen.**

Gleichfalls im inneren Kontakthof des Kirchberger Massivs gelegen sind nördlich von Rothenkirchen anstehende quarzitisches Gesteine der oberen Phyllitformation, die in einem großen Steinbruch zutage liegen. In ihnen finden sich Einschaltungen von Quarz, die von dicht beieinander liegenden, makroskopisch schwarzen, bis 1 cm messenden Turmalin-nädelchen durchspickt sind. Ein Dünnschliff durch diese Massen, in welchem der Turmalin mit graublauer Farbe durchscheinend wird, zeigt außerdem das Vorhandensein von vielen rundlichen Zirkonkörnern und langgestreckte Querschnitte eines opaken, im auffallenden Lichte blauschwarzen Erzes, das stellenweise in dünner Schicht rötlich durchscheint. Das an dem Stück mit dem Messer hergestellte Pulver desselben ist rot. Es liegt also Eisenglanz vor. Der Quarz zeigt schwache Zertrümmerungserscheinungen und zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse.

Die gleichfalls in der Nähe sich vorfindenden kontakt-metamorph umgewandelten Schiefergesteine, welche vielfach noch den Habitus der Phyllite ziemlich gut gewahrt haben und nach der mikroskopischen Untersuchung vorzugsweise aus feinschuppigem Muscovit, Chlorit und graphitischen Substanzen bestehen — die Konzentration der letzteren zu einzelnen Knoten ist oft die einzige sichtbare Wirkung der Kontaktmetamorphose —, führen bisweilen Linsen von Milchquarz. U. d. M. erscheint dieser hochgradig zerdrückt, derartig, daß größere Körner von einem Haufwerk kleinerer Individuen umrandet sind, also eine echte Mörtelstruktur zustande kommt. Unter den massenhaften Flüssigkeitseinschlüssen finden sich zahlreiche von Kohlensäure, immer durch besondere Größe ausgezeichnet vor den anderen, deren Libelle beim Erwärmen nicht verschwindet, und bisweilen deutlich reihenweise die Mineralmasse durchsetzend.

### **Fruchtschieferbruch nördlich von Kunersdorf.**

In dem den äußeren Kontakthof des Kirchberger Massivs bildenden Fruchtschiefer finden sich ebenfalls linsenförmige Quarzmassen mit deutlich entwickelter grobkörniger Kontaktzone. Von der in Rede stehenden Lokalität liegt mir nur ein einziger Dünnschliff des den Quarzadern unmittelbar angrenzenden Gesteins vor. Es weist eine bis ins kleinste gehende Fältelung auf. Die mineralischen Gemengteile sind vorzugsweise lichter Glimmer, in geringerer Menge, aber größeren



Individuen brauner Biotit. Ferner ist weitverbreitet Rutil in unregelmäßiger Körnerform und spärlich Turmalin. Die viel größer als im normalen Gestein erscheinenden schwärzlichen Flecken sind hochgradig zersetzte Cordierite. Sie enthalten Rutil in der Form runder Körner in genau derselben Weise, wie es auf Seite 182 von Theuma beschrieben wurde. Eine besondere Erwähnung verdient noch der gleichfalls vorhandene grüne Biotit. Er erfüllt zusammen mit wenig Muscovit eine kleine sich auskeilende Spalte, deren Begrenzung gegen das Nebengestein eingenommen ist von braunem Biotit und Muscovit in einer Verwachsung, die an die ophitische Struktur erinnert<sup>1)</sup>. Schon ROSENBUSCH erwähnt an der auf Seite 212 zitierten Stelle das Auftreten von grünem Magnesiasphalerit neben braunem in den vorliegenden Kontaktgesteinen. Wie aus meiner Beschreibung hervorgeht, ist dieser grüne Biotit auch in den Kontakthöfen der benachbarten Granitvorkommnisse in sehr weiter Verbreitung anzutreffen. Nie aber findet er sich als dem braunen Biotit gleichwertiger Gemengteil, sondern tritt immer zusammen mit anderen Mineralien, vorzugsweise Quarz, Muscovit usw., spaltenfüllend auf.

### **Steinbruch zwischen Wilkau und Haltepunkt Culitzsch.**

In diesem an der Erdoberfläche etwas über 1 km von von der äußersten Kontaktgrenze entfernt liegenden Aufschluß finden sich in grünlichen cambrischen Schiefern neben etwas heller gefärbten quarzitischen Lagen ebenfalls parallel der Schichtung Einlagerungen von milchig weißem Quarz mit Chlorit. Die Weißfärbung ist offenbar verursacht durch die u. d. M. sichtbar werdenden äußerst zahlreichen Flüssigkeitseinschlüsse, deren manche eine bewegliche Libelle enthalten. Solche von Kohlensäure konnten nicht aufgefunden werden. Der Quarz bildet große Körner, die undulöse Auslöschung aufweisen. Später gebildeter Quarz fehlt hier. Der Chlorit erscheint u. d. M. zum Teil als Helminth.

### **Aus der Umgebung des Eibenstocker Granitmassivs.**

#### **Hornfelsaufschluß bei Lichtenau.**

Einen Aufschluß aus dem inneren Kontakthof des Eibenstocker Granitmassivs, welcher Injektionserscheinungen in

<sup>1)</sup> In ähnlicher Weise ebenfalls in Theuma beobachtet. Vergl. die Dünnschliffphotographie Tafel XI, Fig. 3.



schöner Weise zeigt, bietet ein alter Steinbruch rechts am Wege von Stützengrün nach Lichtenau dar. Zunächst fällt einem beim Betreten desselben eine über 1 m mächtige aplitische Granitapophyse in die Augen, die zum Teil pegmatitisch grobkörnig ausgebildet ist. An einer anderen Stelle des Bruchs finden sich bis zu mehrere Dezimeter mächtige Quarzeinlagerungen, in welchen ohne weiteres Muscovit, Chlorit und gelblicher Feldspat erkennbar sind. Das letztgenannte Mineral bildet keine Krystalle, sondern unregelmäßige größere Aggregate. Es pflegt sich besonders in den Randzonen anzureichern. Eine längs des Salbandes bemerkbare Rotfärbung ist verursacht durch die Ausscheidung von Eisenoxyd in der Form von Eisenrahm. Im unmittelbaren Nebengestein macht sich eine besondere Kontakteinwirkung dadurch bemerkbar, daß sich die in dem Hornfels vorhandenen schwärzlichen Knoten, die sich durch die mikroskopische Untersuchung als zersetzte Cordierite erweisen, besonders groß und stellenweise auch reichlich entwickeln, so daß bisweilen geradezu eine dunkle Umsäumung der Quarzkörper zustande kommt. U. d. M. sieht man, daß diese hervorragend reich an Rutil ist. Die Einlagerungen lassen schon bei der Betrachtung mit bloßem Auge zwei verschiedene Quarzvarietäten erkennen, vorzugsweise eine milchig weiße, in geringeren Mengen eine graue, welche die erstere gangartig durchtrüemt. Die Annahme, daß diese Verschiedenheit wieder verursacht ist durch wechselnden Gehalt an Flüssigkeitseinschlüssen, wird durch die Dünnschliffuntersuchungen bestätigt. Der weiße Quarz ist flüssigkeitsreicher, und außerdem weist er Druckerscheinungen auf, die dem grauen durchaus fehlen. Unter den Einschlüssen des älteren Quarzes finden sich solche von Kohlensäure und andere, die neben einer Libelle ein scharfes wasserbelles Würfelchen enthalten, eine bei Granitquarzen sehr häufig beobachtete Erscheinung<sup>1)</sup>. Der Feldspat ist Albit, gleichfalls stark zertrümmert, oft bis zur Herausbildung einer Mörtelstruktur. Er enthält auch massenhafte Flüssigkeitseinschlüsse. Von weiteren Mineralien sind vorhanden Chlorit, primärer Muscovit, feinschuppige Aggregate von Muscovit, offenbar aus Cordierit hervorgegangen, und Apatit.

<sup>1)</sup> Siehe ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1907, 2, 1, 42.

### Aufschlüsse bei Wernesgrün.

Kurz hinter Wernesgrün an der Straße nach Rodewisch bieten rechts hoch emporragende Felspartien Aufschlüsse von Kontaktgesteinen der äußeren Zone, typischen Fruchtschiefern, mit gut entwickelten linsenförmigen Quarzeinlagerungen. Die weit vorgeschrittene Verwitterung läßt die Schiefergesteine zu mikroskopischen Untersuchungen nicht mehr geeignet erscheinen. Es ist das Vorhandensein einer grobkörnigen Kontaktzone neben den Quarzmassen recht deutlich sichtbar. Ein in den letzteren mehrfach beobachtetes Mineral erweist sich u. d. M. durch Zwillingslamellierung und Lichtbrechung niedriger wie die des Quarzes als Albit. Der Quarz ist stark zertrümmert und enthält ebenso wie der Feldspat zahllose Flüssigkeitseinschlüsse. Andere Einschlüsse entbehren einer Libelle. Weiter finden sich ziemlich großblättriger Chlorit und Rutil, im Übergangsstadium zu Leukoxen begriffen.

Wandert man die Straße nach Rodewisch weiter, so erreicht man fast genau dort, wo sich rechts am Wege im Felsen ein Keller befindet, die äußerste Zone der Beeinflussung der Schiefergesteine durch das Eibenstocker Granitmassiv. Die grauen bis grünlichen phyllitischen Schiefer weisen hier noch vereinzelte schwarze Knötchen auf, die in den weiterhin folgenden Aufschlüssen fehlen. Es gelang mir, hier das Vorhandensein von sehr geringmächtigen Ausläufern des Intrusivgesteins festzustellen. Die zuletzt nur noch einen Millimeter im Durchschnitt messenden Granitgänge keilen sich in einem von mir mitgenommenen Handstück aus. Schon makroskopisch lassen sich die drei wesentlichen Bestandteile des Granits feststellen, grauer Quarz, fleischroter Feldspat und braunschwarzer Biotit. Die Durchsicht eines Dünnschliffs lehrt, das neben viel Orthoklas auch einige Körner eines zwillingslamellierten Plagioklases da sind. Weiter ergibt sich die Gegenwart von Turmalin. Alle Mineralien sind in der Form von säulig ausgebildeten Individuen senkrecht auf die Spaltenwände aufgeschossen. Sowohl Quarz wie Feldspäte enthalten massenhafte Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse.

### Phyllitanbruch bei Lindenau.

Nordöstlich von Lindenau stehen jenseits des Baches, der dort nach Südosten zu fließt, durch die benachbarten Granite nicht mehr modifizierte Phyllite an. Sie enthalten zahlreiche linsenförmige Massen von Quarz; dem manchmal Feld-

spat und Chlorit beigesellt sind. Die mikroskopische Untersuchung läßt den Feldspat als Albit erkennen. Quarz und Albit sind intensiv zertrümmert und beide mit Flüssigkeitseinschlüssen erfüllt. Der Chlorit bildet fächerartige Aggregate, ist auch im Dünnschliff noch deutlich gefärbt und zeigt Farbewandel von dunkelgrün zu gelblich.

### Die linsenförmigen Quarzeinlagerungen der Gegend südlich von Eibenstock und bei Graslitz.

In der südlichen Hälfte der großen südlich von Eibenstock dem Granit aufgelagerten Schieferscholle, die offenbar einen Überrest der durch die Erosion zerstörten Schieferhülle über dem Intrusivgestein darstellt, und in den teils durch das Eibenstocker Granitmassiv kontaktmetamorph umgewandelten, teils unveränderten phyllitischen Gesteinen der Gegend von Graslitz finden sich große Mengen meist linsenförmiger Einschaltungen von Milchquarz, welche von der sächsischen Geologischen Landesanstalt als für die untere Phyllitformation charakteristische Bildungen angesehen werden<sup>1)</sup>. Dieselbe Ansicht spricht auch GÄBERT aus. Er betont ausdrücklich, „daß dieselben mit der Eruption des die Schiefer alterierenden Granites entschieden nicht in Zusammenhang gebracht werden dürfen“<sup>2)</sup>. Wegen der großen Ähnlichkeit, die sie zunächst rein äußerlich betrachtet mit Quarzeinlagerungen in sowohl unveränderten wie deutlich kontaktmetamorph beeinflussten Schichten der oberen Phyllitformation und des Cambriums (siehe die vorhergehenden Beschreibungen) besitzen, wurden sie in den Bereich meiner Untersuchungen mit einbezogen.

Die Ergebnisse, zu denen GÄBERT durch die mikroskopische Betrachtung der lentikulären Quarzmassen im Phyllitgebirge von Graslitz gelangt, sind, kurz zusammengefaßt, folgende: Der Quarz besteht aus größeren, unregelmäßig begrenzten Körnern, die sich durch sehr intensive undulöse Auslöschung auszeichnen. In der eigentlichen Phyllitsubstanz sind die Druckphänomene viel weniger deutlich zum Ausdruck gekommen. Ferner beherbergt der Quarz der Linsen im Gegensatz zu dem des Phyllits eine ungeheure Menge von Flüssigkeitseinschlüssen.

<sup>1)</sup> Siehe Erläuterungen zu den Sektionen: Schneeberg, 1883, 35; Schneeberg - Schönheide, 2. Aufl., 1898, 13; Eibenstock, 1884, 29; Zwota, 1884, 4, u. s. w.

<sup>2)</sup> C. GÄBERT: D. geologische Umgebung von Graslitz im böhm. Erzgebirge. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. 49, 1899, 610.

Von weiteren Mineralien, die neben Quarz vorhanden sind, stellt er fest: Schwefelkies, Chlorit, Zoisit und Granat.

Ich kann diese Angaben auf Grund meiner Beobachtungen noch etwas erweitern. Mein Material von Graslitz stammte zu einem Teil aus dem unmittelbar dem Granit angrenzenden innern Kontakthof, vom Tobisenberg bei Silberbach, zum andern Teil aus der äußeren Kontaktzone, vom Hausberg nördlich von Graslitz, und endlich zu einem dritten Teil aus einem Bereiche, bis in welchen sich die allgemeine, durch Knotenbildung gekennzeichnete Kontaktmetamorphose der Schiefergesteine nicht mehr erstreckt, vom Eibenberge aus der Nähe der dortigen Erz-lager. Weiter gelangten ähnliche Quarzbildungen der Gegend südlich von Eibenstock zur Untersuchung.

In den festeren und quarzreicheren Phylliten des letzt-erwähnten Gebietes stehen die Milchquarzlinsen mitunter in Zusammenhang mit deutlich gangförmigen Körpern, an deren Wänden sich eine Umbiegung der Schichten nach einer Richtung konstatieren läßt. Aus dieser Verknüpfung geht hervor, daß der Quarz jünger wie sein Nebengestein, also erst nachträglich eingedrungen ist. Daß er dabei in den ausgezeichnet schiefrigen Phylliten von Graslitz vorzugsweise die Schichtflächen benutzte, ist nicht verwunderlich. Er fand hier eben den geringsten Widerstand. Die mikroskopische Untersuchung einer größeren Anzahl von Dünnschliffen ergab mit aller Gewißheit wieder das Vorhandensein von zweierlei Quarz in den Linsen, einen in größeren Körnern auftretenden, undulös auslöschenden, der massenhaft Einschlüsse enthält, und einen zweiten, feinkörnigeren, der erst später entstanden sein kann, da er sich zwischen gekreuzten Nicols als durchaus unversehrt durch Druck erweist. Die Einschlüsse im älteren Quarz sind verschiedener Art. Es finden sich zunächst ziemlich große Gaseinschlüsse von sehr unregelmäßiger Form. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind entweder ganz beliebig umgrenzt, oder sie erscheinen auch in der Form des Wirtes als „negative Krystalle“. Sie enthalten bald eine ruhende, bald eine spontan bewegliche Libelle. In großer Zahl wurden festgestellt Einschlüsse von Kohlensäure<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> In einer Gesteinsprobe vom Eibenberg fanden sie sich so zahlreich, daß ich dadurch angereizt wurde, ihre Natur auch durch eine chemische Reaktion zu erweisen. Ausgesuchte reine Quarzstückchen des betreffenden Schleifsplitters wurden, nicht allzufein zerkleinert, in einem retortenähnlichen kleinen Gefäß aus schwer schmelzbarem Glas, von welchem aus ein Röhrchen nach einem mit Barytwasser gefüllten Fläschchen führte, durch sehr starkes Erhitzen zersprengt. Das Dekrepitieren der Splitter war deutlich zu sehen. Die nunmehr infolge der Ausdehnung durch die Erwärmung aus der Retorte entweichenden

Meist sind sie durch besondere Größe vor den andern ausgezeichnet, deren Libelle beim Erwärmen höchstens ihren Platz wechselt, sonst aber sich nicht merkbar verändert. Sie führen einmal nur eine Libelle, dann wieder enthalten sie neben der flüssigen Kohlensäure eine zweite mit dieser nicht mischbare Flüssigkeit, wodurch sich die Erscheinung von „doppelten Libellen“ ergibt. Das innen befindliche Gasbläschen ist dabei vielfach in sehr lebhafter Bewegung. Endlich wurden mehrfach Einschlüsse aufgefunden, die neben der Libelle ein wasserhelles würfelförmiges Kryställchen enthielten. Die Flüssigkeitsnatur wurde auch in diesem Falle durch das hin und her tanzende Bläschen erwiesen. Einmal enthielt ein derartiger Einschluß neben dem Würfelchen zwei Libellen. Von sonstigen Mineralien wurden in den Quarzeinlagerungen gefunden hochgradig brecciöser Albit, meist noch sehr frisch und höchstens beginnende Zersetzung in ein glimmerartiges Produkt erkennen lassend. Er enthält gleichfalls zahlreiche Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse. Der grüne Chlorit mit schönem Pleochroismus (dunkelgrün, gelblich) ähnelt sehr den Chloritvarietäten, die in den Quarzvorkommnissen der früher beschriebenen Örtlichkeiten anzutreffen waren. Zusammen mit ihm war zu beobachten Rutil. In untergeordneten Mengen konnten bestimmt werden Schwefelkies, Zirkon und Turmalin. Den von GÄBERT angeführten Zoisit, der an die Chloritaggregate gebunden vorkommen soll, zu finden, gelang mir nicht. Wohl aber traf ich öfter, und zwar immer zusammen mit Chlorit, ein anderes farbloses Mineral in der Form unregelmäßiger Körner, das wie jener starkes Relief und graublaue Interferenzfarben niederster Ordnung zeigte. Die Bestimmung der Lichtbrechung an einem aus dem Dünnschliff herausgenommenen Körnchen mittels der SCHRÖDER VAN DER KOLKSchen Methode ergab den Exponenten ca. 1,64, der für Apatit charakteristisch ist. In der Tat zeigte die Behandlung des Minerals in dem von Deckglas und Canadabalsam befreiten Teile eines Schliffs mit warmer Salpetersäure seine Löslichkeit darin. Durch Zusatz von Ammoniummolybdat resultierte der bekannte in Ammoniak lösliche gelbliche Niederschlag. Damit ist das Vorhandensein des von so zahlreichen der vorher untersuchten Fundpunkte erwähnten Apatits auch hier erwiesen. Er enthält übrigens wieder viel Flüssigkeits-

Gase verursachten im Barytwasser einen weißlichen Niederschlag, welcher sich in verdünnter Salzsäure unter Aufbrausen löste. Außerdem konnte man beobachten, daß sich an den kälteren Teilen des retortenartigen Glases Wasser niederschlug, das offenbar aus den neben der Kohlensäure vorhandenen gewöhnlichen, also wäßrigen Flüssigkeitseinschlüssen herrührte.



einschlüsse, unter denen sich solche von Kohlensäure befinden. Granat ist ebenfalls in meinen Schliffen nicht enthalten. Sein von GÄBERT konstatiertes Vorkommen bildet eine weitere wichtige Ähnlichkeit zwischen den „Quarzlinsen der unteren Phyllitformation“ und den in der vorstehenden Abhandlung geschilderten Quarzeinlagerungen in der Umgebung der Granitmassive, die sich zum größeren Teil in anderen Horizonten, entweder der oberen Phyllitformation oder dem Cambrium, befinden.

Ich halte auf Grund der mitgeteilten verwandten Züge alle für ganz analoge Bildungen.

Eine besonders intensive kontaktmetamorphe Beeinflussung der den Quarzlinsen unmittelbar benachbarten Nebengesteinszonen, die in den übrigen Vorkommnissen so häufig anzutreffen ist, konnte bei Graslitz von mir nicht festgestellt werden. Das liegt wohl daran, daß die Aufschlüsse, die mir bei meinem, übrigens auch nur einmaligen Besuche der dortigen Gegend zu Gesichte kamen, durchgängig sehr alt und verwittert, teilweise mit Flechten überwachsen waren, so daß vielfach nicht einmal die Knotenbildung im normalen Kontaktgestein, wo solche nach der GÄBERTschen Kartierung hätte gefunden werden müssen, zu sehen war.

Der Mangel an frischen und dabei gleichzeitig ausgedehnteren Aufschlüssen in den vogtländisch-westerzgebirgischen Granitkontaktgebieten war meines Erachtens auch die Ursache davon, daß die in meiner Arbeit untersuchten Quarzbildungen und die damit in Zusammenhang stehenden Erscheinungen bei der in den achtziger und neunziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts ausgeführten geologischen Kartierung durch die Kgl. Sächs. Landesanstalt keine besondere Beachtung und Darstellung erfahren konnten. Zur Zeit der Begehung des Gebietes durch mich waren die Verhältnisse weit günstiger geworden. Im Laufe der letzten 8 Jahre wurden durch große Brüche an der Talsperre der Stadt Plauen in ausgezeichneter Weise die Gesteine des Geigenbachtals bloßgelegt. In die gleiche Periode fällt die Erweiterung des Lengenfelder Bahnhofs, welche Anlaß gab zu zahlreichen Felssprengungen und damit zur Erzeugung eines weiten frischen Anbruchs. Den größten Aufschluß im ganzen Gebiet bildeten auch schon früher die Theumaer Plattenbrüche. Während aber ehemals das gewonnene Fruchtschiefermaterial sich in großer Ausdehnung als rein und gleichmäßig erwiesen hatte, gelangten die geschilderten Quarzbildungen mit ihrem grobkörnigen Spezialkontakt besonders in dem im letzten Jahrzehnt aufgeschlossenen rückwärtigen Teil des größten Bruchs zu immer reichlicherer Entwicklung, und von dort aus nahmen die vorstehenden Untersuchungen ihren Ausgang.



## **Aus der Umgebung des Granitmassivs von Oberschlema.**

### **Mühlberg bei Schneeberg.**

Es erübrigt noch zu erwähnen, daß sich auch im Kontaktbereich des kleinen Oberschlemaer Granitmassivs am Mühlberg bei Schneeberg nördlich vom Knappschaftsteiche nebeneinander Lesesteine von Milchquarz, außergewöhnlich grobkörnigem und normalkörnigem Fruchtschiefer auffinden ließen, so daß die Annahme viel für sich hat, daß dort gleichfalls Injektionserscheinungen im anstehenden Gestein vorhanden sind. Wegen Mangels an frischem Material konnte nur ein Dünnschliff durch ein Quarzstück angefertigt werden. Er bestand ausschließlich aus zertrümmertem Quarz, in welchem sich neben massenhaften anderen Flüssigkeitseinschlüssen, von denen manche bewegliche Libellen zeigten, auch solche von Kohlensäure fanden.

## **Zusammenfassung und Diskussion der durch die mikroskopische Untersuchung erhaltenen Resultate.**

Aus dem im vorstehenden gegebenen petrographischen und mikroskopischen Befunde der beschriebenen Quarzbildungen und ihres Nebengesteins ergeben sich eine ganze Reihe von wichtigen Tatsachen, die wohlgegründete Schlüsse auf ihre Entstehung zulassen.

Die bemerkenswerteste Erscheinung ist das so häufige Auftreten einer besonders ausgebildeten Kontaktzone längs der vorzugsweise aus Milchquarz bestehenden Mineralkörper. Das Vorhandensein einer solchen gibt sich auf dreierlei Art und Weise zu erkennen. Entweder ist hier der auch sonst in den betreffenden Gesteinen als Kontaktbildung weit verbreitete Cordierit in auffallend großen, aber selteneren Individuen, in anderen Fällen wieder in hervorragender Menge vertreten; oder ein anderes Mineral, der Andalusit, welcher sich als allgemeineres Kontaktprodukt nur in den innersten, am stärksten beeinflussten Kontakthöfen einzustellen pflegt, rückt hier weiter nach außen, und endlich findet sich drittens an die Nähe der Quarzadern gebunden und darauf beschränkt bisweilen Granat. Diese spezielle Kontaktwirkung, welche die Quarzausscheidungen in ihrem Nebengestein hervorgebracht haben, ist ein sicherer Beweis für ihren Zusammenhang mit den in der Nachbarschaft

befindlichen Graniten, von welchen die Umwandlung der umliegenden Sedimente im großen ausging. Nach unseren heutigen Anschauungen wird die sich hauptsächlich als eine Umkrystallisation der an Intrusivmassen angrenzenden Gesteine darstellende Kontaktmetamorphose hervorgebracht durch erhöhte Temperatur einerseits, durch eine Reihe dem Magma entstammender gasförmiger Agenzien andererseits, die man zusammenfassend als Mineralbildner oder Mineralisatoren, nach DOELTER richtiger als Krystallisationsagenzien oder Krystallisatoren<sup>1)</sup> bezeichnet, und deren wichtigstes das Wasser ist. Von dem intrusiven Schmelzfluß aus erfolgte einmal eine ganz allgemeine Durchtränkung der Umgebung mit diesen Mineralbildnern. Im Gestein vorhandene Diskontinuitäten, nämlich Schichtflächen, ferner durch eine ältere Faltung hervorgerufene transversale Schiefereneben und endlich in beliebiger Richtung zu den beiden vorhergehenden verlaufende Bruchflächen, mußten ihnen natürlich besonders geeignete Wege zum Vordringen abgeben. Daher die längs der auf ihnen erfolgten Mineralbildungen zu konstatierende besonders intensive Kontaktmetamorphose.

Die Entstehung der auf jenen Trennungsflächen im Gestein so oft anzutreffenden Mineralien, von denen das an Menge weit- aus überwiegende, mitunter ausschließlich vorhandene der Quarz ist, ging offenbar unter Mitwirkung eben dieser hier in besonders reichlichem Maße vorhandenen Mineralbildner vor sich, vor allen Dingen des Wassers, von dem Überreste in massenhaften Einschlüssen im Quarz sowie den Feldspäten, Apatit und Turmalin vielfach noch erhalten sind. Die an so vielen der untersuchten Fundpunkte wiederkehrende Erscheinung von zweierlei Quarz ist so auffällig, daß sie noch einer besonderen Erklärung bedarf.

Zur Zeit der Bildung des älteren Quarzes befanden sich jene dem granitischen Schmelzfluß entweichenden Mineralbildner zunächst in gasförmigem Zustande. Die Entstehung von Quarz unter der Mitwirkung gespannten Wasserdampfes ist seit DAUBRÉE vielfach durch das Experiment nachgemacht worden, und neuerdings hatte LACROIX Gelegenheit, sie durch direkte Beobachtung in der Natur festzustellen. An der bekannten „aiguille“ der Montagne Pelée entstand Andesit, der auch in der zuletzt gebildeten Grundmasse Quarz enthielt, und zwar an solchen Stellen, wo die aus dem sich verfestigenden Magma austretenden gasförmigen Körper durch die äußere feste Kruste längere Zeit an-

<sup>1)</sup> C. DOELTER: Phys.-Chem. Mineralogie, Leipzig 1905, 115 und Petrogenesis, Braunschweig 1906, 22.

gestaut wurden, bis der Druck hinreichend groß war, um den Panzer zu sprengen. Hierauf entwichen die zurückgehaltenen Gasmassen in der Gestalt von explosionsartig erscheinenden Wolken in die Atmosphäre<sup>1)</sup>. In granitischen Magmen nimmt man ganz allgemein einen besonders großen Reichtum an gasförmigen Agenzien an. Die Ausstrahlung derselben von der Intrusivmasse aus hat sicherlich nicht lediglich in einem verhältnismäßig späten Zeitraum als „Nachwirkung“ stattgefunden, sondern mag unmittelbar nach dem Emporsteigen des Schmelzflusses in sein jetziges Niveau begonnen haben<sup>2)</sup>, da damit naturgemäß eine Druckverminderung verknüpft war, wobei sie, wie schon oben auseinandergesetzt, die Stellen schwächsten Widerstandes bevorzugten. Die mit der Abkühlung des Granits einhergehende Volumverminderung mußte ein ganz allmähliches Sich-Setzen der überlagernden durch die Intrusionen aufgewölbten Schieferkuppeln zur Folge haben. Natürlich ging das durchaus nicht gleichmäßig vor sich. Die abwärts gerichtete, unter Umständen nur wenige cm betragende Bewegung der Gesteinsmassen erfolgte schollenweise, wobei ein Gleiten längs der älteren durch den früher gebildeten Quarz vielleicht nur unvollkommen verheilten Trennungsflächen stattfand. Und dabei bildeten sich die an ihm in so weiter Verbreitung zu beobachtenden Kataklaserscheinungen heraus. Durch die gleichzeitig vor sich gehende Kontraktion der kontaktmetamorph umgewandelten Gesteine konnten sich solche Gleitflächen zu Hohlräumen erweitern, welche hernach durch den jüngern Quarz ausgefüllt wurden<sup>3)</sup>. Weiter konnten sich im Verlaufe des geschilderten

<sup>1)</sup> LACROIX: La Montagne Pelée et ses éruptions, Paris 1904, 517.

<sup>2)</sup> H. PHILIPP beschreibt in: Vorläufige Mitteil. über Resorptions- u. Injektionserscheinungen im südl. Schwarzwald, Zentralbl. f. Min. usw. 1907, 76–80, „den selteneren, aber unzweifelhaften Fall“, daß der Durchdringung eines Gneisgebietes mit Ganggranit eine aplitische Injektion vorausgegangen ist, und spricht die Auffassung aus, daß diese Injektion in dampfförmigen Zustand stattgefunden hat.

<sup>3)</sup> Daß mit der Bildung neuer Spaltenräume gleichzeitig ältere Gangfüllungen zertrümmert werden, ist eine bei zusammengesetzten Erzgängen sehr häufig zu bemerkende Erscheinung. J. S. FLETT beschreibt („On some brecciated stanniferous veinstones from Cornwall“ in: Summary of Progress of the Geological Survey, England and Wales, for 1902, 154–159) von einem Cornwalliser Zinnerzgang vier verschiedene Perioden der Mineralbildung (an jeder von ihnen ist Quarz beteiligt!), die durch dazwischenliegende Gebirgsbewegungen voneinander getrennt sind. Die betreffende Stelle lautet: „We have in this case four periods of infiltration, separated from one another by three epochs, in which the material deposited in the vein has been fractured and in some cases ground up by movement of the walls on one another.“

Vorganges auch neue Brüche bilden. Tatsächlich finden sich bisweilen Klüfte, die ausschließlich jüngeren Quarz führen. Dem in ziemlicher Verbreitung in den Quarzadern auftretenden Albit, welcher ähnliche Zertrümmerungserscheinungen und in gleicher Weise massenhafte Einschlüsse aufweist wie der ältere Quarz, ist wahrscheinlich aus diesen Gründen dasselbe Alter zuzuschreiben. Weiter spricht dafür die in Gesteinen der Talsperre beobachtete pegmatitische Verwachsung von Albit mit kataklastischem, also in der früheren Phase gebildeten Quarz. Der jüngere Quarz dürfte sich abgeschieden haben aus gleichfalls dem Granitmagma entstammenden überhitzten wäßrigen Lösungen, deren Temperatur, je weiter sie sich räumlich und zeitlich von der Intrusion entfernten, immer mehr abnahm.

Es ist früher ausgeführt worden, daß sich neben Quarzausfüllungen, die von einer abweichend ausgebildeten, speziellen Kontaktzone begleitet sind, solche finden, welche normalen Fruchtschiefer als Nebengestein haben. In diesen pflegt das Hauptmineral jüngerer Quarz zu sein; vereinzelt tritt aber auch in ihnen daneben älterer, kataklastischer Quarz auf. Hier begann offenbar die Injektion der Dampfmassen, die den letzteren bildete, in einer verhältnismäßig späten Zeit, in welcher die allgemeine Kontaktmetamorphose bereits vollendet und die Temperatur des Nebengesteins schon so weit heruntergegangen war, daß eine besondere Beeinflussung von den Spaltenräumen aus nicht mehr eintreten konnte. In gleicher Weise fehlt eine solche bei Quarzmassen, welche außerhalb des Kontakthofs in unveränderte Schiefer eindringen. Daß sich neben ihnen auch Quarzbildungen finden, welche als erheblich jünger und mit dem Granit nicht mehr in Zusammenhang stehend betrachtet werden müssen, ist bereits an mehreren Stellen angedeutet worden.

Von den neben Quarz noch vorhandenen Gemengteilen gehören außer ihm selbst noch einige weitere zu den typischen Granitmineralien, in erster Linie der sehr häufige Muscovit und die Feldspäte. Die letzteren treten zwar quantitativ sehr zurück; bei genauerem Zusehen ließen sie sich aber immerhin an sehr zahlreichen Punkten auffinden. Dabei ist es bezeichnend, daß Orthoklas in den Quarzadern seltener vorhanden ist als der Albit, welcher, wie bekannt, in pegmatitischen Bildungen eine weite Verbreitung besitzt. Der Orthoklas wurde in der Nachbarschaft der beschriebenen Injektionen als Bestandteil der dem Granit zunächst liegenden Hornfelse festgestellt, eine Art des Vorkommens, die an die „feldspatiation“ der französischen Petrographen und anderer erinnert. Der weitverbreitete Apatit, ferner Turmalin und Zirkon, welche

letztere beide innerhalb der Quarzmassen selbst zwar nur vereinzelt da sind, aber im unmittelbaren Nebengestein eine deutliche Anreicherung erfahren, pflegen als akzessorische Gemengteile in Graniten ganz alltägliche Erscheinungen zu sein. Die spärlichen Sulfide, der Wolframit und Eisenglanz sind wohl vom Granit her auf pneumatolytischem Wege zugeführt.

Die an die Form pegmatitischer Gänge erinnernde äußere Umgrenzung der Quarzausscheidungen, welche oft ein ganz plötzliches Anschwellen der Mächtigkeit erkennen lassen, so daß dadurch linsenförmige Körper entstehen, läßt sich einmal auf rein mechanischem Wege entstanden denken, nämlich so, daß eine Bewegung von Gebirgsschollen längs wellenförmig verlaufender, mit Aus- und Einbuchtungen versehener Bruchflächen stattgefunden hat. Es scheint aber, als ob die Unregelmäßigkeit der Salbänder noch weiter vergrößert wäre dadurch, daß die gespannten Dampfmassen Teile des Nebengesteins aufgelöst hätten, woraus sich dann beim Erkalten eine Reihe weiterer Mineralien in den Gangfüllungen bilden konnten. Die aus diesem resorbierten Material entstehenden Umwandlungsprodukte zeigen, da sie in den Spaltenräumen unter sehr abweichenden Bedingungen zustande kamen, gegenüber den die Gesteine zusammensetzenden normalen Kontaktmineralien ganz besondere Unterschiede. Zu ihnen gehören zunächst Granat und umgewandelter Cordierit. Es wurde schon früher bei der speziellen Beschreibung hervorgehoben, daß in ihnen Neukrystallisationen in den Gängen vorliegen. Beim Pinit bestätigte das besonders der Mangel an kohligen Einschlüssen, die im Cordierit des Nebengesteins so regelmäßig enthalten zu sein pflegen. Der Biotit der Quarzadern ist fast immer schön grün gefärbt, während dasselbe Mineral in den Kontaktgesteinen braun erscheint. Ich möchte hierbei daran erinnern, daß der

den Kalkauswürflingen der Monte Somma entstandene Magnesiaglimmer gleichfalls am häufigsten grüne Farben zeigt<sup>1)</sup>. Während sich innerhalb der Kontaktgesteine mit der Annäherung an den Granit eine Tendenz geltend macht zur Ersetzung der chloritischen Bestandteile durch Biotit<sup>2)</sup>, finden wir in den Klüftfüllungen neben dem grünen Magnesiaglimmer massenhaft Neubildungen von Chlorit, ein Umstand, der gleichfalls auf das Überwiegen des Wassers unter den auf den Spalten zirkulierenden mineralbildenden Agenzien hinweist. Endlich

<sup>1)</sup> C. HINTZE: Handbuch der Mineralogie II, Leipzig 1897, 562.

<sup>2)</sup> Vergleiche dazu: Sektion Ölsnitz-Bergen, 1890, 46 und Sekt. Kirchberg-Wildenfels, 2. Auflage 1901, 25.



sind auf die Quarzmassen beschränkt Spinell und Korund. Magnetit und Rutil finden sich ebenso wie hier im Nebengestein verbreitet. Ihre Herkunft aus diesem ist unzweifelhaft. Der Kalkspat dürfte eine bedeutend jüngere vom Granit unabhängige wäßrige Bildung darstellen, was auch sein Gebundensein an die Gangmitte sehr wahrscheinlich macht.

Die vorliegenden Quarzbildungen weisen eine Anzahl ganz unverkennbarer Ähnlichkeiten mit den Zinnerzgängen auf. Hauptgangart ist bei beiden Quarz. Mineralien, welche hier wie dort aufzutreten pflegen, sind Apatit, Muscovit, Orthoklas, Wolframit, Kupferkies, Turmalin, Eisenglanz und Chlorit. Die bei den Cornwalliser Vorkommnissen hervorragend ausgeprägte, aber auch anderswo vorhandene Turmalinisierung des Nebengesteins läßt sich, wenn auch in beschränkterem Maße, bei den beschriebenen Quarzinjektionen feststellen. Die pneumatolytische Entstehung der Zinnerzgänge gilt wohl allgemein als feststehend. R. BECK betont<sup>1)</sup>, daß ihre Bildung einer Kombination von pneumatolytischen und hydrothermalen Prozessen zu verdanken ist. Er neigt sogar dazu, den letzteren ein Übergewicht über die ersteren einzuräumen, was für die granitferneren Vorkommnisse (das Beiwort räumlich und zeitlich gedacht) wohl auch zutreffen mag.

Von ganz besonderem Interesse ist das Auftreten von Einschlüssen flüssiger Kohlensäure in den Quarzausscheidungen und ihre Verteilung um die Granitmassive herum. Sie sind immer, ebenso wie die spärlichen Flüssigkeitseinschlüsse, welche ein wasserhelles Würfelchen enthalten, beschränkt auf den älteren Quarz, und ich fand sie um so seltener, je weiter die betreffenden Lokalitäten von den Granitkernen nach außen zu gelegen waren. Kalkschichten, aus denen die Kohlensäure herrühren könnte, haben die Granite nicht durchbrochen; wenigstens deutet in dem Schnitt, den die Erdoberfläche durch die Granitkuppen und ihre Kontakthöfe bildet, nichts darauf hin. Sie muß also wohl aus dem Magma selbst herrühren und war ein Bestandteil der im Anfang eindringenden hochgradig gespannten Gasmassen.

Hinweise darauf, welche chemischen Stoffe außerdem in ihnen vorhanden gewesen sind, erhält man aus der Zusammensetzung der unter ihrem Einfluß gebildeten Mineralien, in deren Verbindungen sie zum Teil mit eingegangen sind. Das sehr wahrscheinliche Überwiegen von Wasser unter ihnen wurde bereits hervorgehoben. Weiter sind zu nennen Bor, Fluor,

<sup>1)</sup> R. BECK: Lehre v. d. Erzlagertstätten, 3. Aufl., Berlin 1909, II, 54.



Wolfram, Phosphor, Schwefel, vielleicht auch Chlor wenn man mit ZIRKEL<sup>1)</sup> die einige Male in den Einschlüssen des älteren Quarzes gefundenen Würfelchen für Chlornatrium hält.

Daß die Quarzsubstanz selbst dem Schmelzfluß entstammt, kann kaum mit Sicherheit behauptet werden. Denkbar wäre auch, daß das von ihm ausgeschwitzte Wasser, dessen Lösungsfähigkeit durch erhöhte Temperatur und erhöhten Druck bekanntlich ungemein gesteigert wird, sich beim Durchpassieren durch die innersten Teile des umgebenden Schiefermantels mit Kieselsäure sättigte, die es dann im weiteren Verlauf auf Klüften und Spalten wieder absetzte.

Es könnte noch gefragt werden, ob nicht ebenso, wie sich jüngere Quarzgänge feststellen ließen, welche sich unabhängig vom Granit erst in viel späterer Zeit gebildet haben, auch ältere, auf gewöhnlichem Wege entstandene Quarzgänge vorhanden seien, wie sie wohl keinem Schieferareal zu fehlen pflegen, und deren Ursprung in die geologischen Perioden zwischen Cambrium und Obercarbon, der Zeit der Granitbildung, zu verlegen wäre. Die auf die Auffindung solcher gerichteten Bemühungen blieben ohne Erfolg. Man darf aber nicht außer acht lassen, daß wir uns in einem hochgradig metamorphisierten Gebiete befinden, in welchem Lösungen und Umbildungen von Mineralien in weitgehendem Maße stattgefunden haben, und das zudem vor der Intrusion des Granits von mehreren verschieden gerichteten Faltungen betroffen wurde<sup>2)</sup>, also auch starke mechanische Beeinflussungen erlitten hat. Ich will übrigens nicht unterlassen, auf die Möglichkeit hinzuweisen, daß sich Überreste solcher vorgranitischer Quarzgänge vielleicht in unseren Ausscheidungen verbergen, welche dem unter dem Einfluß des Granits sich neuerlich bildenden Quarz als Ansatzpunkte gedient haben könnten. Da jener zur Zeit der Faltungen schon vorhanden war, mußte er natürlich ebenfalls Kataklasterscheinungen aufweisen. Die Ursache, warum ich einen Teil des kataklastischen Quarzes als mit dem Granit in Zusammenhang stehend auffasse, sind die Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure.

In dem Abschnitt über die linsenförmigen Quarzeinlagerungen der Gegend südlich von Eibenstock und bei Graslitz habe ich ausgeführt, daß ich auch jene von der Kgl. Sächs. Geol. Landes-

<sup>1)</sup> F. ZIRKEL: Lehrbuch d. Petrographie I, 2. Aufl., Leipzig 1893, 171.

<sup>2)</sup> Th. LIEBE: Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thür. Staaten 5, H. 4, Berlin 1884.

anstalt und von C. GÄBERT als für den unteren Phyllithorizont charakteristisch angesehenen Bildungen als Injektionen betrachte. Wollte man dem entgegenhalten, daß sich die Gesteine der unteren Phyllitformation mit ihren Quarzlinsen vom Eibenstocker Granitmassiv aus weit nach Westen zu entfernen, so möchte ich auf die Arbeit von K. DALMER: Die westerzgebirgische Granitmassivzone <sup>1)</sup> verweisen, in welcher sehr ausführlich und überzeugend dargetan wird, daß die einzelnen vogtländisch-westerzgebirgischen Granitvorkommnisse „kuppenförmige Erhebungen einer großen unterirdischen Eruptivmasse“ sind, für deren weite Ausdehnung insbesondere auch nach Westen hin sichere Anhaltspunkte vorhanden sind. Jene phyllitischen Schiefergesteine mit ihren lentikulären Quarzmassen befinden sich also wahrscheinlich in Wirklichkeit durchaus nicht so weit von dem Granit entfernt, als es nach den Beobachtungen an der Erdoberfläche scheinen möchte. Zu einer etwas abweichenden Deutung könnte die in neuester Zeit von C. GÄBERT <sup>2)</sup> vorgebrachte Anschauung führen. Danach ist die Phyllitformation nichts weiter als die äußerste Zone des den eruptiven Erzgebirgsgneis umgebenden Kontakthofs. Der Annahme eines Zusammenhanges der in ihr sich findenden Quarzbildungen mit dem älteren Intrusivgestein, dem Gneis, stände ebenfalls nichts im Wege, um so weniger, als die Verbreitung von Quarzinjektionen in dem äußersten Kontaktbereiche der jüngeren Granite feststeht. Die Frage, ob die Entstehung der Quarzeinschaltungen in der „unteren Phyllitformation“ des südlichen Vogtlandes dem älteren oder jüngeren granitischen Tiefengesteine zuzuschreiben ist, muß ich offen lassen, da sich meine Begehungen auf die dem Eibenstocker Granitmassiv zunächstliegenden Teile beschränkten. Ferneren Untersuchungen, die sich viel weiter nach Westen erstrecken müssen, bleibt es vorbehalten, sie zu lösen. Daß es aber Injektionen sind, halte ich durch die Ähnlichkeiten, welche sich zwischen ihnen und anderen zweifellos unter der Mitwirkung der Granite eingeprägten Quarzmassen durch die mikroskopische Untersuchung auffinden lassen, für sicher erwiesen.

### **Ausblicke auf ähnliche Vorkommnisse.**

Der Zusammenhang von Quarzmassen mit echten granitischen Bildungen läßt sich vor allen Dingen in Gängen in weiter Ver-

<sup>1)</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, 297—313.

<sup>2)</sup> Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Diese Zeitschr. 59, 1907, 308—376.

breitung feststellen. Im nachfolgenden mögen dafür einige Beispiele angeführt werden:

F. ZIRKEL<sup>1)</sup> schreibt: „Es ist eine bekannte Erscheinung daß die dünnen Granittrümer gewöhnlich sehr glimmerarm sind und nur aus einem Gemenge von Feldspat und Quarz, kurz vor dem Auskeilen auch sehr häufig bloß aus Quarz bestehen.“ An Trümmern, welche die im Paillole-Teil in den Pyrenäen umherliegenden Blöcke durchschwärmen, war das in ausgezeichneter Weise zu sehen.

H. CREDNER<sup>2)</sup> berichtet von den Pegmatitgängen des sächsischen Granulitgebirges: „Schließlich kann der Quarz lokal in manchen Granitgängen eine so vorwaltende Rolle spielen, daß er mehr als  $\frac{4}{5}$  des gesamten Ganges einnimmt.“

Ein Überwiegen von Quarz macht sich nach J. J. SEDERHOLM<sup>3)</sup> auch in finnländischen Pegmatiten geltend: „In anderen Gängen tritt der Quarz allein für sich auf, und diese zeigen oft Übergänge zu solchen, welche Feldspat führen, und zu wirklichem Pegmatit.“

Im „glimmerreichen Gneis“ des Spessarts sind Quarzadern und -linsen äußerst verbreitet zu finden. Auf ihr gelegentliches Übergehen in pegmatitische Bildungen durch Aufnahme von Feldspat und hellem Glimmer machte G. KLEMM<sup>4)</sup> nachdrücklich aufmerksam.

Von Foxdale auf der Insel Man beschreibt J. LOMAS<sup>5)</sup> teils im Granit teils in dessen Kontaktgesteinen aufsetzende ziemlich mächtige Quarzgänge, die stellenweise durch Hinzutreten von Feldspat und Glimmer Aussehen und Beschaffenheit von Pegmatiten erlangen.

J. E. SPURR<sup>6)</sup> lehrt aus einem Granitgang im südlichen Teile von Klondike Pegmatit kennen, „which pass by transitional stages into masses and veinlets of pure quartz“.

Die Ansichten über die Entstehung der erwähnten Quarz-

<sup>1)</sup> Beiträge zur geologischen Kenntnis der Pyrenäen. Diese Zeitschr. 19, 1867, 105.

<sup>2)</sup> Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. Diese Zeitschr. 27, 1875, 176.

<sup>3)</sup> Über die finnländischen Rapakivi-gesteine. TSCHERMAKS Min.-petr. Mitteil. 12, 1891, 8.

<sup>4)</sup> Beiträge zur Kenntnis des krystallinen Grundgebirges im Spessart. Abhandl. d. Großherzogl. hessischen Geol. Landesanstalt zu Darmstadt. 2, 1891—1895, 190.

<sup>5)</sup> Quartz Dykes near Foxdale, Isle of Man. (Geol. Mag New. Ser. (4.) 10. 34—36. London 1903.

<sup>6)</sup> The southern Klondike district, Esmeralda County, Nevada. Economic Geology I, 1906, 370.

bildungen decken sich natürlich mit den Anschauungen der verschiedenen Autoren über die Genesis der Pegmatite, mit welchen sie durch Übergänge verbunden sind. Da CREDNER<sup>1)</sup> sie auffaßte als die Produkte von Sickwässern, mußten nach ihm natürlich auch die Quarzmassen auf rein hydatogenem Wege entstanden sein. Dieser Erklärung ist für das sächsische Granulitgebirge sehr bald J. LEHMANN<sup>2)</sup> entgegengetreten. Er weist auf die große Verbreitung granitischer Injektionen, zu denen er ganz entschieden die pegmatitischen Gänge zählt, in der Umgebung des Granulitmassivs hin, und mehrfach spricht er dabei die Meinung aus, daß unter Umständen auch reine Quarzmassen als Nachwirkung der Intrusion von Graniten sich bilden können<sup>3)</sup>. Besonders seit den eingehenden Untersuchungen W. C. BRÖGGERS<sup>4)</sup> kann man die Zugehörigkeit pegmatitischer Bildungen zum Gangfolge intrusiver Schmelzmassen wohl als allgemein feststehend betrachten. Auch dieser Autor vertritt die Anschauung, daß reine Quarzadern, wenn sie auch selbst keine pegmatitischen Gänge sind, ihnen doch teilweise genetisch verwandt sein können als „Spaltenausfüllungen, welche den späteren Stadien des Mineralabsatzes auf den pegmatitischen Drusenräumen und Gängen entsprechen“<sup>5)</sup>. Als Produkte einer solchen späten Mineralbildung finden wir in den Hohlräumen saurer Pegmatite bekanntlich Quarzkrystalle in weiter Verbreitung. Im Sinne BRÖGGERS betrachtet auch KLEMM<sup>6)</sup> die zahllosen Quarzknuern des „glimmerreichen Gneises“ im Spessart weder als „ursprüngliche Bestandmassen noch auch als Sekretionen aus demselben während seiner Metamorphose“, sondern nimmt an, „daß dieselben im engsten Zusammenhang mit den granitischen Eruptionen stehen“.

In der neueren Literatur über Erzlagerstätten findet man häufig die Ansicht ausgesprochen<sup>7)</sup>, daß manche Erzgänge, deren Gangart vorzugsweise oder ausschließlich Quarz ist, nichts weiter sind als die hauptsächlich aus Kieselsäure bestehenden

<sup>1)</sup> A. a. O. S. 218.

<sup>2)</sup> Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884.

<sup>3)</sup> A. a. O. S. 26, 47, 67, 70.

<sup>4)</sup> Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- u. Nephelinsyenite. GROTHS Zeitschr. f. Krystallogr. **16**, Leipzig 1890.

<sup>5)</sup> A. a. O. S. 232.

<sup>6)</sup> A. a. O. S. 190.

<sup>7)</sup> Vergleiche dazu STELZNER-BERGEAT: Die Erzlagerstätten, Leipzig 1904—1906, 1212 und R. BECK; Lehre von den Erzlagerstätten, 3. Aufl., Berlin 1909, 427; ferner R. BECK: Über die Beziehungen zwischen Erzgängen und Pegmatiten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, 71—73.

Residuen saurer Schmelzflüsse, welche durch das massenhafte Vorhandensein von magmatischem Wasser und anderen gasförmigen Agenzien eine große Beweglichkeit besaßen. In ihnen konzentrierten sich bisweilen im Magma ursprünglich weitverteilte Mengen von Schwermetallen, die bis zuletzt in Lösung gehalten wurden. Besonders für die Goldquarzgänge sind solche Beziehungen sehr wahrscheinlich. Ihr häufiges Gebundensein an Gebiete, die von Tiefengesteinen verschiedener Art durchsetzt sind, spricht sehr zugunsten einer solchen Auffassung. Einer ihrer eifrigsten Verfechter ist der Amerikaner J. E. SPURR<sup>1)</sup>. Vor ihm nahm schon E. HUSSAK<sup>2)</sup> für den goldführenden Quarzgang von Passagem in Brasilien eine intrusive Natur in Anspruch und betrachtete ihn als eine „ultra-saure Granitapophyse“. Einen wichtigen Stützpunkt findet die in Rede stehende Theorie durch die Gegenwart einer Reihe ganz charakteristischer Mineralien, welche nach G. F. BECKER<sup>3)</sup> als akzessorische Bestandteile der Golderzgänge in den südlichen Appalachen vorkommen. Er erwähnt unter anderen neben vorwiegendem Quarz: Orthoklas, Albit, Muscovit, Biotit, Chlorit, Turmalin, Apatit, Flußspat, Wolframit, Scheelit, Zinnerz und Kupferkies. Übergänge von goldführenden Quarzmassen zu Apliten, wie sie SPURR<sup>4)</sup> aus dem Yukondistrikt in Alaska beschrieben hat, sind in neuester Zeit auch in Böhmen aufgefunden worden<sup>5)</sup>. F. W. VOIR<sup>6)</sup> berichtet über kupferführende Quarzgänge von Otyozonyati in Deutsch-Südwestafrika, welche nach seiner Meinung mit Pegmatitgängen genetisch verwandt sind<sup>7)</sup>.

<sup>1)</sup> Vergleiche Fußnote 6 auf Seite 229, ferner: A theory of ore-deposition. *Economic Geology* II, 1907, 781—795.

<sup>2)</sup> Der goldführende kiesige Quarzlagergang von Passagem in Minas Geraes, Brasilien. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1898, 345—357.

<sup>3)</sup> Gold fields of the Southern Appalachians. **16.** Ann. Report of the U. S. Geol. Survey, 1894—1895, Part III, 251—331.

<sup>4)</sup> Geology of the Yukon gold district, Alaska. **18.** Ann. Report of the U. S. Geol. Survey, 1896—1897, Part III, S. 291.

<sup>5)</sup> A. HOFMANN und F. SLAVIK: Über Telluride in einem Aplitgang bei Zduchovic. *Sitzungsberichte der Königl. Böhm. Gesellschaft der Wissenschaften*, Prag 1909.

<sup>6)</sup> Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwestafrika. *Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. L.-A. und Bergakademie für das Jahr 1904*, **25**, S. 427.

<sup>7)</sup> Mir sind von einer anderen Örtlichkeit Deutsch-Südwestafrikas, nämlich aus der Gegend von Nonidas an der Staatsbahn nach Windhoek, Kupfererzgangstücke in die Hände gekommen, deren Untersuchung im Dünnschliff interessante Resultate ergeben hat. Makroskopisch zeigen die hauptsächlich aus Quarz bestehenden Proben geringe Mengen von allerhand Kupfermineralien, Kupferglanz, Malachit, Lasur und andere



Quarzbildungen, welche mir den in vorliegender Abhandlung beschriebenen sehr ähnlich zu sein scheinen, erwähnt J. E. HIBSCH<sup>1)</sup> aus dem Elbtale bei Tetschen. Er nennt sie „quarzig und granitoide Ausscheidungen“<sup>2)</sup>. Sie besitzen die Form von Linsen, bestehen entweder ausschließlich aus Quarz, oder es stellen sich neben diesem ein: Chlorit (als Helminth), Albit, ein weiterer Plagioklas, Turmalin, sericitische Häutchen und geringe Mengen von Kupfererzen. Der Auffassung von HIBSCH, daß dieselben mit dem Ausbruche der Diabase in Verbindung stehen könnten, vermag ich nicht zuzustimmen. Mir scheint vielmehr der in einiger Entfernung vorhandene Granitit, in dessen äußerstem Kontakthof sie sich noch befinden, für ihre Entstehung verantwortlich gemacht werden zu müssen.

WEINSCHENK<sup>3)</sup> berichtet vom Silberberg bei Bodenmais, einem Gebiete, das er als in hohem Grade durch granitische Injektionen beeinflußt ansieht, über „Quarzanreicherungen, welche im allgemeinen linsenähnliche Formen aufweisen und oft in solcher Menge vorhanden sind, daß die Felswände wie geflammt erscheinen“. Mineralien, welche durch ihr Auftreten neben Quarz Übergänge zu Pegmatiten vermitteln, sind Muscovit und Orthoklas. Nach der Ansicht WEINSCHENKS folgte die Bildung der Quarzaggregate mit dem Nachlassen der vulkanischen Energie den gleichfalls vorhandenen Pegmatiten.

Im südlichen Gotthardgebiet kommen „fast reine Quarzgänge“ vor, welche G. KLEMM<sup>4)</sup> als „Äquivalente der Pegmatite“ auffaßt auf Grund analoger Bildungen im Spessart, die schon oben mehrfach erwähnt wurden<sup>5)</sup>. „Oft enthalten sie nur ver-

Außerdem finden sich in fast allen von ihnen spärliche Feldspatindividuen eingestreut. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, daß ein Teil der letzteren Albit ist. Von den in großer Zahl vorhandenen Flüssigkeits-einschlüssen des Quarzes erweist sich eine erhebliche Menge als solche von Kohlensäure. Da in jenem Gebiete Granite sehr weit verbreitet sind (siehe STROMER VON REICHENBACH: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. München und Leipzig 1896, 122), so erscheint mir ein Zusammenhang zwischen ihnen und den feldspatführenden Quarzkupfererzergängen in der im vorstehenden geschilderten Weise sehr wahrscheinlich.

<sup>1)</sup> Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbtale nördlich von Tetschen. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A., **41**, 1891, 235—288.

<sup>2)</sup> A. a. O. S. 257.

<sup>3)</sup> Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. Abhandl. d. K. Bayr. Ak. d. Wissensch., II. Kl., **21**, II. Abt., München 1901, S. 359 und 367.

<sup>4)</sup> Bericht üb. Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen“ u. den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitzungsber. d. K. Preuß. Ak. d. Wissensch., Berlin 1904, II., S. 56.

<sup>5)</sup> Siehe Fußnote 4 auf Seite 229.



einzelte Feldspäte und nur an den Salbändern Glimmerbestege. Auf Hohlräumen führen sie häufig zierliche Rosetten von muscovitartigem Glimmer, nicht selten auch Glieder der Chloritgruppe, ferner Eisenglanz, Schwefelkies und Kupferkies, während Turmalin meist fehlt.“ Auch L. HEZNER hält in einer jüngst erschienenen Arbeit über dasselbe Gebiet <sup>1)</sup> „die pegmatitartige Genesis“ wenigstens „eines Teiles der Quarzgänge für höchst wahrscheinlich“.

C. GÄBERT <sup>2)</sup> „rechnet die zahlreichen Quarzknuern und Quarzflammen des Glimmerschiefers“ im innern Teile des den Erzgebirgsgneis umgebenden Kontakthofs „im Sinne WEINSCHENKS zu Erzeugnissen der Kontaktmetamorphose“.

In den Ardennen finden sich verschiedene Gebiete, innerhalb deren die Gesteine durch eine besondere Metamorphose vor den im weiteren Umkreis anstehenden normalen Gebirgsgliedern ausgezeichnet sind. Eins der größten, in der Gegend von Bastogne, ist jüngst bei Gelegenheit der Aufnahmen für die neue geologische Karte Belgiens durch X. STAINIER von neuem untersucht und in einer besonderen Abhandlung eingehend beschrieben worden <sup>3)</sup>. Der Verfasser kommt darin betreffs der Ursache der Umwandlung zu einer Anschauung, die auch bereits mehrere ältere Beobachter vertreten hatten <sup>4)</sup>, daß es sich nämlich um kontaktmetamorphe Beeinflussung von seiten eines ausgedehnten Granitmassivs handelt, welches von den metamorphen Schiefen umhüllt in wahrscheinlich nicht allzu großer Tiefe ruht und noch an keiner Stelle von der Erosion angeschnitten worden ist. In jener Gegend treten nach J. CORNET <sup>5)</sup> Gänge auf, in denen Quarz bisweilen der einzige, meist aber jedenfalls der vorherrschende Bestandteil ist. Im letzteren Falle enthalten sie außerdem Orthoklas, Muscovit, Turmalin und die als Bastonit bezeichnete Varietät des Biotits. CORNET sieht diese Quarzgänge an als sehr saure

<sup>1)</sup> Petrogr. Untersuch. d. krystallinen Schiefer auf d. Südseite d. St. Gotthard (Tremolaserie). Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **27**, 1909, S. 157—218.

<sup>2)</sup> Die Gneise des Erzgebirges u. ihre Kontaktwirkungen. Diese Zeitschr. **59**, 1907, S. 364.

<sup>3)</sup> Sur le Mode de Gisement et l'Origine des Roches Métamorphiques de la Région de Bastogne (Belgique). Bruxelles 1907.

<sup>4)</sup> Vergleiche dazu E. HOLZAPFEL: Über die neueren Beobachtungen in den metamorphischen Gebieten der Ardennen. Neues Jahrb. f. Min. usw., Jahrg. 1909, **1**, S. 108—128.

<sup>5)</sup> Sur l'origine granitique de certains filons quartzeux de la région métamorphique de Bastogne. Bulletin de la Soc. Belge de Géologie Tome XXII, 1908, S. 305—307.

pegmatitische Gesteine, die von einem in der Tiefe anstehenden Granit ausstrahlen. Den Magnesiaeisenglimmer betrachtet er in ähnlicher Weise, wie ich das schon früher für den grünen Biotit der vogtländisch-westerzgebirgischen Quarzinjektionen ausgesprochen hatte<sup>1)</sup>, als aus Nebengesteinsmaterial gebildet.

Ein ungemein verbreitetes Vorkommen derber Quarzmassen läßt sich nach ERDMANNSDÖRFFER<sup>2)</sup> im Eckergneisgebiet konstatieren. Die betreffenden Mineralkörper sind ausgezeichnet durch wechselnde Mächtigkeit, so daß also auch hier die Form von Linsen oft vertreten ist, und finden sich vorzugsweise auf den Schieferungsfugen der Gesteine, seltener quer dazu. Von Feldspäten tritt mehr Orthoklas als Plagioklas auf. „Durch Zunahme des Feldspatgehalts entstehen granitähnliche Gesteine, oder auch echte Pegmatite. Granat in bis 3 mm großen, oft wohlentwickelten Krystallen (100) ist ein häufiger Gemengteil dieser Gesteine.“ Der Zusammenhang mit dem Granit des Brockenmassivs ist nach ERDMANNSDÖRFFER wohl nicht zu bezweifeln.

R. LEPSIUS erklärt bei Gelegenheit einer Erwähnung der zahlreichen Quarzadern in den metamorphen Bündener Schiefer auf dem Lukmanierpasse<sup>3)</sup> diese „als pneumatolytische Exhalationen der Granitlakkolithen oder im allgemeinen von granitischen Tiefeneruptionen“.

Soweit ich die Literatur über solche mit Graniten zusammenhängende Quarzbildungen überblicken kann, ist im vorliegenden Falle zum ersten Male eine besondere Kontaktmetamorphose in ihrer unmittelbaren Nähe nachgewiesen worden. Sie ist aber nur so weit zu beobachten, als die das Nebengestein der Quarzadern bildenden Schiefer ihrerseits von der allgemeinen durch die Granitmassive verursachten Umwandlung ergriffen wurden. Es mußte sich offenbar die von den Spalten ausgehende Wirkung zu der andern summieren, um in die Erscheinung treten zu können. An den außerhalb der Kontakthöfe in die unveränderten Schiefer eingedrungenen Quarzmassen läßt sich irgendwelcher Einfluß derselben selbst auf das unmittelbar angrenzende Nebengestein nicht mehr erkennen. Die ganze Art ihres Auftretens sowie der bisweilen sich einstellende Feldspatgehalt sprechen aber sehr gewichtig zugunsten der Anschauung, daß sie der gleichen Entstehung sind wie die von

<sup>1)</sup> Siehe meine vorläufige Mitteilung über Quarzinjektionen. Zentralblatt f. Min. usw. 1907, S. 719, Anmerkung.

<sup>2)</sup> Der Eckergneis im Harz. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. L.-A. und Bergak. zu Berlin für das Jahr 1909, 30, Teil I, 329.

<sup>3)</sup> R. LEPSIUS: Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. II. Teil. Leipzig 1910, 171, Anmerkung.

einer besonderen Kontaktzone begleiteten Quarzadern in größerer Granitnähe <sup>1)</sup>. In anderen Kontaktgebieten finden sich derartige Quarzausscheidungen überhaupt auf die außerhalb des Umwandlungsbereiches gelegenen unveränderten Schiefer beschränkt. So beschreibt ROSENBUSCH <sup>2)</sup> aus den Steiger Schiefern, wo sie keine Veränderung durch die Granitmassive von Barr-Andlau und Hohwald mehr erfahren haben, „Quarzmassen sowohl in Form linsenartiger Einlagerungen oder auch dünner Blätter zwischen den Schichten, wie in der Gestalt von Trümmern und Adern, die, unter allen möglichen Winkeln gegen die Schichtflächen des Schiefers geneigt, dieselben durchqueren,“ und sieht „in diesen Quarzmassen der unveränderten Schiefer gewissermaßen die letzten peripherischen Ausklänge der Kontaktmetamorphose“.

### **Beziehungen zwischen Gebirgsaufaltung, Granit-intrusion und der in der Nachbarschaft der Granitmassive vorhandenen Fältelung.**

Die vogtländisch-westerzgebirgischen Granitstöcke haben auf die Tektonik der Phyllite und der mit diesen durch Übergänge verbundenen paläozoischen Sedimente im großen keinen deutlich ersichtlichen Einfluß ausgeübt. Die von jenen Graniten durchbrochenen Schichtgesteine bilden vorzugsweise von NO nach SW streichende flachwellenförmige Sättel und Mulden, welche ihre Entstehung der an das Ende der älteren Carbonzeit zu setzenden „erzgebirgischen Sattelung“ TH. LIEBES <sup>3)</sup> verdanken. Daneben macht sich ferner stellenweise eine Beeinflussung der Lagerungsverhältnisse durch eine zweite Aufaltung bemerkbar, die in hercynischer Richtung, also etwa senkrecht zu den eben erwähnten streichende Falten hervorbringt <sup>4)</sup> und von demselben Autor als „Frankenwaldsattelung“

<sup>1)</sup> Etwas ganz Ähnliches, nämlich, daß eine und dieselbe gangförmige Masse zum Teil von einer Kontaktzone begleitet ist, zum Teil auch wieder nicht, berichten K. TH. LIEBE und E. ZIMMERMANN (Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringen, Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. und Bergak. zu Berlin für das Jahr 1885, S. 178 bis 190, 186) von einem Quarzporphyrgang Ostthüringens. Als wahrscheinliche Ursache nehmen sie, und wohl mit Recht, die Anwesenheit eines nirgends zu Tage ausgehenden Granitlagers an.

<sup>2)</sup> Die Steiger Schiefer usw. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen 1, 1877, S. 98, 99 u. 273.

<sup>3)</sup> Siehe Fußnote 2 auf Seite 227.

<sup>4)</sup> Vergl. beispielsweise Sekt. Olsnitz-Bergen der Erl. zur geol. Spezialkarte d. Königreichs Sachsen. Leipzig 1890, 12 u. 13.

bezeichnet wurde. Sie ist jünger als die erstgenannte und war aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls vor dem Ende der Obercarbonzeit vollendet.

Die Intrusion der Granite erfolgte sicher erst nach der Gebirgsaufaltung. DALMER<sup>1)</sup> führt als Beweise dafür an:

1. Die Apophysen der Granitstöcke durchsetzen stark gestörte Schichtenkomplexe, ohne selbst irgendwelche Störungen erfahren zu haben.

2. Innerhalb der Granitmassive fehlen große Zertrümmerungs- und Verquetschungszonen.

3. Die durch Kontaktmetamorphose neuentstandenen Mineralbildungen weisen keine Druckerscheinungen auf.

Zu Punkt 3 wurden in Gesteinen von der Talsperre Ausnahmen festgestellt, von denen gleich nachher die Rede sein soll.

Als Entstehungszeit für die Granite kommt nach dem Vorhergehenden das jüngste Obercarbon, höchstens noch der Anfang des Rotliegenden in Betracht<sup>2)</sup>. Denn schon in den Konglomeraten des mittleren Rotliegenden finden sich als Rollstücke neben Phylliten und cambrischen Schieferen allerhand Kontaktgesteine, Fruchtschiefer und Hornfelse, sowie „zahlreiche Brocken von Feldspat, die nur aus einem zermalmten Granit herrühren können“<sup>3)</sup>. Daraus geht auch hervor, daß die west-erzgebirgischen Granite sich gebildet haben müssen unter einer wenig mächtigen Bedeckung durch überlagernde Schichten, da sie zur Zeit des mittleren Rotliegenden bereits durch Denudation abgetragen sein konnte.

Die kambrischen Sedimente Ostthüringens, das nach Nordwesten zu an das vorliegende Gebiet angrenzt, zeigen überall, wo sie unter dem Einfluß des die Gebirgsaufaltung bewirkenden Seitendrucks gestanden haben, eine Neigung zu einer intensiven Kleinfältelung<sup>4)</sup>. Von den beiden besten Aufschlüssen des Bergen-Lauterbacher Massivs läßt der in größerer Entfernung vom Granit liegende bei Theuma zwar auch, wie das schon früher hervorgehoben wurde, einfache Faltung erkennen, es fehlt aber die bis ins kleinste gehende Fältelung. Dagegen war sie in

<sup>1)</sup> D. west-erzgebirgische Granitmassivzone. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, 303.

<sup>2)</sup> Die letztere Anschauung findet man bei LERSIUS (Geol. v. Deutschl. u. den angrenzenden Gebieten. II. Teil. Leipzig 1910, S. 103). Er hält es für wahrscheinlich, daß sie gleichaltrig sind mit den gleichfalls Zinnerz führenden Granitvorkommnissen von Altenberg und Zinnwald im östlichen Erzgebirge, welche noch obercarbonische Bildungen durchbrochen haben.

<sup>3)</sup> Sektion Kirchberg-Wildenfels der Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Kgr. Sachsen, 2. Aufl., Leipzig 1901, 65.

<sup>4)</sup> Siehe die Abhandlung TH. LIEBES, Seite 227, Fußnote 20.

ausgezeichnet schöner Ausbildung zu beobachten an der granit-näheren Lokalität des Geigenbachtales am Talsperrenbau der Stadt Plauen. An vielen der für die große Sperrmauer gebrochenen Blöcke von wenig Dezimetern Ausmaß konnte man eine ganze Anzahl dicht zusammengedrängter Sättel und Mulden sehen. Die mikroskopische Untersuchung von Gesteinsproben des genannten Fundpunktes legte dar, daß die Zusammenstauchung der Schichten noch viel weiter ging, als man mit bloßem Auge wahrnehmen konnte. Makroskopisch einfach erscheinende, einige cm messende Falten sind aus einer großen Menge mikroskopisch kleiner Spezialmulden und -sättel zusammengesetzt. Die früher beschriebene eigentümlich gewundene Form von durch die Kontaktmetamorphose gebildeten größeren Biotitindividuen<sup>1)</sup> ist nicht anders zu erklären als durch die Annahme, daß hier Fältelung des Gesteins und Bildung des Minerals gleichzeitige Vorgänge gewesen sein müssen. Die ebenda beobachtete Erscheinung, daß ein weiteres Kontaktmineral, der Cordierit, Beeinflussung durch den Fältelungsdruck erkennen läßt, beweist, daß dieser noch anhielt zur Zeit der Bildung des Cordierits durch die Kontaktmetamorphose. Ich betrachte daher die hier vorliegende Fältelung als jünger wie die vorher erwähnte in Zusammenhang mit der tektonischen Auffaltung gebildete und glaube, daß der in unmittelbarer Nachbarschaft emporsteigende Granit ihre Entstehung veranlaßt hat.

Mir scheinen die geschilderten Verhältnisse einen neuen Beweis dafür zu erbringen, daß die von unten her in den Schichtenverband eindringenden glutflüssigen Massen doch eine ziemlich beträchtliche Eigenkraft besitzen müssen. Bekanntlich war das die Anschauung der ältesten Geologen. Die hauptsächlich von LEOPOLD V. BUCH und ALEXANDER V. HUMBOLDT aufgestellte Theorie von den Erhebungsokratern gründete sich darauf. In der Folgezeit wurde diese Ansicht mehr und mehr verlassen. Man war schließlich so weit gekommen, daß man das Aufsteigen von Schmelzmassen lediglich auffaßte als Begleiterscheinung gebirgsbildender Bewegungen in der Erdkruste, verursacht durch gewaltige Einbrüche in benachbarten Gebieten und vor sich gehend auf Brüchen und in Hohlräume hinein, die sich durch die gleichen tektonischen Vorgänge gebildet hatten. Demgegenüber zeigten BRANCA<sup>2)</sup> und BÜCKING<sup>3)</sup> an Bei-

<sup>1)</sup> Siehe Seite 199 u. ff. sowie Tafel XII.

<sup>2)</sup> Schwabens Vulkan-Embryonen. Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde, 50 u. 51, Stuttgart 1894 u. 1895.

<sup>3)</sup> Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am



spielen aus vulkanischen Gebieten, daß Schmelzflüsse wohl imstande sind, sich durch überlagernde Schichten hindurch ihren eigenen Weg zu bahnen. In allerjüngster Zeit beschrieb EMIL BÖSE<sup>1)</sup> eine durch den Druck vulkanischer Massen hervorbrachte Faltung. Daß auch Intrusivmassen zufolge einer ihnen innewohnenden Eigenkraft ähnliche Einwirkungen auf ihr Nebengestein hervorbringen können, indem sie Sedimentärgesteine emporheben, Längs- und Querbrüche sowie Faltungen in diesen verursachen, haben BURCKHARDT und BÖSE von verschiedenen Lokalitäten Mexikos darzulegen vermocht<sup>2)</sup>. Von den heutigen Petrographen ist es besonders WEINSCHENK<sup>3)</sup>, welcher mit großem Nachdruck die Aktivität der natürlichen Schmelzflüsse betont, und zwar nimmt er an, daß sie eine Folge der in Gasform im Magma enthaltenen Stoffe sei.

Die im vorliegenden Falle sowohl makroskopisch wie mikroskopisch sichtbare Fältelung, welche nur innerhalb einer gewissen Entfernung vom Granit vorhanden zu sein pflegt, erweist meines Erachtens, daß der granitische Schmelzfluß nicht einfach als indifferente Masse in einen offenen Hohlraum eingepreßt worden ist, sondern daß er, wenn auch in der Nachbarschaft erfolgende große Einbrüche den Anstoß zu seinem Aufdringen gegeben haben mögen, sich gleichzeitig gewaltsam eingezwängt hat, indem er dadurch eine intensive Zusammenstauchung des seitlich liegenden Nebengesteins auf eine nicht allzu große Erstreckung hin hervorbrachte. Besaß aber der Glutfluß eine eigene Energie, so ist es sehr wahrscheinlich, daß dieselbe auch nach oben wirksam war. Die in der Anlage vielleicht schon vorhandenen Hohlräume wurden erweitert und dabei die, wie oben auseinandergesetzt, wenig mächtige Bedeckung emporgehoben<sup>4)</sup>. Dabei kam es zu Zerreißen, und

Rande des Vogelsberges. Beiträge zur Geophysik 6, Leipzig 1904, 267—308.

<sup>1)</sup> Über eine durch vulkanischen Druck entstandene Faltungszone im Tal von Mexiko. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Jahrg. 1909, 1, S. 28—42.

<sup>2)</sup> Livret-guide des Exc. X. Congr. géol. Internat. Mexico 1906, Heft 20, 24 und 26. Vergleiche dazu die Zusammenstellung PHILIPPIS im Zentralblatt für Mineralogie usw., Jahrg. 1907, S. 449—460.

<sup>3)</sup> Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie. Freiburg 1902, S. 24, 54 und an anderen Stellen.

<sup>4)</sup> Hebungen der überlagernden Schichten durch Intrusivmassen nehmen BRANCA und FRAAS in weitgehendstem Maße bei ihrer Erklärung der Entstehung des Nördlinger Ries an. Siehe W. BRANCA und E. FRAAS: Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abhandl. der Berliner Akad. der Wissensch. 1901.

Auch W. SALOMON kommt bei seinen Untersuchungen über den



die hierdurch gebildeten Spalten wurden durch den eindringenden Schmelzfluß ausgefüllt. Es finden sich besonders an dem kleinen Bergen-Lauterbacher Granitmassiv in dem vorstehend behandelten Gebiet radial ausstrahlende granitische Gänge<sup>1)</sup>, die auf eine solche Entstehung hindeuten.

Das vorstehend beschriebene Gebiet mit seinen Injektionserscheinungen werde ich auch fernerhin im Auge behalten. Insbesondere soll noch versucht werden, festzustellen, ob betreffs der geologischen Verbreitung der eruptiven Quarzbildungen um die Granitmassive herum irgendwelche Gesetzmäßigkeiten bestehen, und außerdem werden in jener weiteren Abhandlung die chemischen Verhältnisse der merkwürdigen Kontaktbildungen zu untersuchen sein.

Mineralogisches Institut der Kgl. Bergakademie zu Clausthal, den 22. Mai 1910.

Tonalit des Adamello (Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsberichte der Berliner Akad. d. Wissensch. 1901, 170—185 und 729—747) zu dem Schlusse, „daß die Intrusion des Tiefengesteines die Sedimente emporhob und zum Gebirge aufwölbte“, wenn er auch als Grund der Hebung des Magmas und der darüber befindlichen Sedimente nur den hydrostatischen Druck betrachtet, „den das Einsinken benachbarter, wesentlich größerer Teile der festen Erdkruste in den darunter befindlichen Magmamassen hervorruft“. Übrigens beschreibt der zuletzt erwähnte Forscher in ganz ähnlicher Weise, wie es in den obenstehenden Ausführungen geschieht, eine viel kompliziertere Faltung des geschichteten Nebengesteins im Niveau des Tonalites, als dieselben Schichten in größerer Entfernung davon und die älteren und jüngeren Schichten durchweg aufweisen. (Siehe W. SALOMON: Über die Lagerungsform und das Alter des Adamellotonalites. Sitzungsber. der Berliner Akad. d. Wissensch. 1903, 313 u. 314.) Die Ursache davon kann, zumal hier Gebirgsaufaltung und Intrusion des Eruptivgesteins zu gleicher Zeit stattgefunden haben sollen, meiner Ansicht nach nur in einer vorhandenen Eigenkraft des intrusiven Magmas zu suchen sein.

<sup>1)</sup> Siehe Erläuterungen zu Sektion Ölsnitz-Bergen, 43.

#### 4. Die genetischen Verhältnisse der Kupfer- erzvorkommen von Otavi<sup>1)</sup>.

Von Herrn P. KRUSCH in Berlin.

Hierzu Tafel XIII und XIV und 7 Textfiguren.

Das Material verdanke ich der Generaldirektion der Otavi-Gesellschaft in Berlin, dem Leiter der Gruben Herrn Direktor Dr. HEIMANN in Tsumeb, den die Lagerstätten aus eigener Anschauung kennenden Herren Kollegen Dr. Lotz und Bergingenieur ZELENY, und nicht zum geringsten Teile Herrn Geheimen Bergrat SCHEIBE, dessen Material namentlich in bezug auf den Aplit, den sog. Eruptivkörper, ausschlaggebend war. Allen sage ich an dieser Stelle für ihre Unterstützung meinen verbindlichsten Dank.

Im letzten Jahrzehnt haben die Lagerstättengeologen und Bergleute nur zwei neue Kupfervorkommen von Bedeutung aufgefunden, nämlich Otavi in Deutsch-Südwestafrika und Katanga im südlichen Kongostaat. Beide Lagerstätten fallen durch den hohen Gehalt ihrer Erze auf. Obgleich auf beiden Vorkommen ausgedehnte Aufschlußarbeiten vorhanden sind, war die Genesis beider bisher unklar, da infolge der Eigenart der Vorkommen nicht die Untersuchung an Ort und Stelle genügt, sondern vor allen Dingen das Mikroskop zu Hilfe genommen werden muß. Während bei Katanga das zur Verfügung stehende Material noch nicht ausreicht, um eine Entscheidung über die Genesis zu fällen, glaube ich jetzt bei Otavi die genetischen Verhältnisse wenigstens in großen Zügen klarstellen zu können.

#### Geologische Position.

Siehe Textfig. 1—7.

Otavi liegt im Norden des Hererolandes (Textfig. 1). Die Kupferlagerstätten sind den Eingeborenen mutmaßlich seit Generationen vor der Ankunft der ersten Weißen bekannt gewesen und scheinen früher von den Ovambos zur Herstellung von Arm- und Fuß-

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 1. Februar 1911.

spangen ausgebeutet worden zu sein. WAGNER<sup>2)</sup> vermutet, daß man damals die Erze nicht an Ort und Stelle verschmolzen hat,

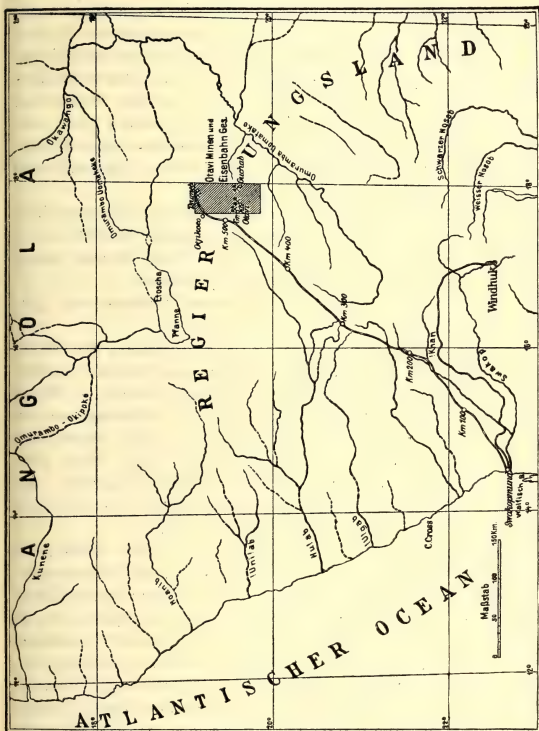


Fig. 1.

Lage der Otavi-Kupferlagerstätten in Deutsch-Südwestafrika.

sondern 130 engl. Meilen bis Odonga transportierte<sup>3)</sup>). Die Europäer wurden auf die Kupfervorkommen der Otavikette zuerst

<sup>2)</sup> P. A. WAGNER: The geology of a portion of the Grootfontein District of German South West Africa. Transact. of the Geol. Society of S. Africa, Vol. XIII, 1910.

<sup>3)</sup> H. SCHINZ: Deutsch-Südwestafrika. Oldenburg 1891.

im Jahre 1852 durch Sir FRANCIS GALTON<sup>4)</sup> aufmerksam, der eine Reise von der Walfischbay in das Ovamboland schildert.

Im Jahre 1901 untersuchte nach MAUCHER<sup>5)</sup> eine Expedition unter dem Ingenieur CHRISTOFFER JAMES die Lagerstätte nochmals, nachdem im Jahre 1892 von dem Bergingenieur MARTIN ROGAS die Abbauwürdigkeit festgestellt und vier Schürfschächte niedergebracht waren. JAMES stellte erneut die Bauwürdigkeit fest. Seit 1905 findet regelmäßiger Abbau von den Schächten, die ROGAS und JAMES abteuften, statt. Hierzu kam ein im Hangenden der Lagerstätte niedergebrachter neuer Hauptförderschacht. Der Westschacht wurde weiter abgeteuft und hier neue Abbausohlen angelegt.

Zum Schmelzen dienen zwei Schachttöfen von 50—60 t täglichem Durchsetzquantum zu 40—50 Proz. Kupferstein und Werkblei. Das Wasser zum Betrieb wird in einer etwa 20 km langen Hochdruckleitung aus dem Otjikotosee genommen.

Die erste moderne, wenn auch kurze Beschreibung gibt KUNTZ<sup>6)</sup>.

Die Vorkommen liegen im Otavigebirge, dessen im Süden steilere Bergketten nach Norden niedriger und flacher werden. Das Gebirge besteht in der Hauptsache aus Dolomit — dieses Gestein wurde zuerst von MAUCHER erkannt, während man es früher durchgehendst für Kalk hielt —, der ostwestlich streichende Falten bildet, derart, daß die Flügel bald nach Norden, bald nach Süden einfallen. Gewisse Schichten des Otavi-Dolomites neigen zur Bildung von Höhlen, die bald leer sind und bald mit Wasser usw. ausgefüllt wurden.

Der Otavi-Dolomit ist deshalb einer der wichtigsten Wasserträger Südafrikas, dem eine große Anzahl bedeutender Quellen ihre Entstehung verdanken. Von der durchschnittlichen Regenhöhe von 24 Zoll fließt hier so gut wie nichts ab, so daß sich im Untergrunde große Wasserreservoirs befinden müssen. Einem der größten Hohlräume verdankt der Otjikotosee, westsüdwestlich von Tsumeb, seine Entstehung. KUNTZ<sup>6)</sup> läßt einen Teil der Hohlräume von sandsteinartigen Körpern mit Erz ausgefüllt sein. Diese sandsteinartigen Körper, die bisher nicht mikroskopisch untersucht wurden, spielen seit 1904 bei diesen Lagerstätten bei sämtlichen Autoren eine große

<sup>4)</sup> FRANCIS GALTON: Travels in Tropical Africa 1852.

<sup>5)</sup> MAUCHER: Die Erzlagerstätten von Tsumeb. Z. f. pr. Geol. 1908, S. 24.

<sup>6)</sup> J. KUNTZ: Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. Z. f. pr. Geol. 1904, S. 404.

Rolle (in Textfig. 2—7 als Aplit bezeichnet). Auf den Charakter des Gesteins komme ich später zurück.

Von Interesse ist die Stellung der erzführenden Dolomite im geologischen Schichtenprofil (Textfig. 2—7).

Nach den Untersuchungen von WAGNER, welche auf denjenigen von PASSARGE, KUNTZ, RANGE, HERMANN<sup>7)</sup> weiter bauen besteht die Otavi-Dolomit-Formation aus zwei Hauptdolomit horizonten, welche durch einen eisenreichen Schieferkomplex von schwankender Mächtigkeit getrennt werden. Infolge des verschiedenen Pflanzenwuchses und der verschiedenen Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärien läßt sich die Verbreitung von Dolomit und Schiefer an der Tagesoberfläche leicht feststellen.

Ein höchst instruktives Profil beschreibt WAGNER aus den Gebirgen östlich von Jouberts Farm, Uitkomst, welches sich in folgender Weise parallelisieren läßt (siehe Tabelle S. 244):

In bezug auf das geologische Alter glaubt WAGNER die exakten Äquivalente des Otavi-Systems in Britisch-Südafrika im Ngami-System zu sehen, wie es südlich vom Lake Ngami entwickelt ist. PASSARGE, der diese Gesteine im einzelnen beschrieben hat, vergleicht sie mit denjenigen des Transvaal Systems; ähnliche Ansichten haben LOTZ<sup>7)</sup> und RANGE in bezug auf die Nama-Formation geäußert, welche nach WAGNER mit dem Otavi-System identisch ist.

Die beiden unteren Stufen des Otavi-Systems sind nach LOTZ identisch mit der Black Reef Series und der Dolomit Series des Potchefstroom-Systems in Transvaal.

Nach WAGNER sind die Nosib Series, die Otavi-Dolomite und die Fish River Beds die entsprechenden Äquivalente der Black-Reef-Dolomite und Pretoria Formation von Britisch-Südafrika. WAGNER gibt aber zu, daß die Entscheidung über die Richtigkeit dieser Identifizierung nur mit Hilfe von Fossilien möglich ist. In dieser Beziehung verdient das Auffinden eines schlecht erhaltenen Orthoceratiden durch HERMANN im Otavi-Dolomit Interesse.

Kupfererze finden sich im Otavigebirge an vier verschiedenen Stellen, nämlich bei Tsumeb auf dem Nordabhange

<sup>7)</sup> S. PASSARGE: Die Kalahari. Berlin 1904. — J. KUNTZ: Trans. Geol. Soc. S. A. 1904, S. 70. — P. RANGE: Zur Stratigraphie des Hererolandes. Diese Zeitschr. 1909, Monatsberichte S. 291. — HERMANN: Diese Zeitschr. 1908, Monatsbericht Nr. 11. — HERMANN: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 372.

<sup>8)</sup> Lotz: Diese Zeitschr. 1906, S. 239, 242.

Profil von Jouberts Farm Uitkomst	Grootfontein District Nach WAGNER	Hereroland Nach HERMANN u. RANGE	Namaland Nach RANGE	Geologisches Alter
5. Grobbankiger grauer Dolomit. 4. Eisenschüssige Schiefer. 3. Gutgeschichtete Dolomite. 2. Mit scharfer Grenze diskordant auf 1 liegend ein ungefähr 9 Zoll mächtiges Konglomerat, bestehend aus Fragmenten von Quarz und granitischen Gesteinen mit dunkler Grundmasse. Das Konglomerat wird überlagert von einer wenig mächtigen Arkoseschicht, auf der Lagen braunen Sandsteins auftreten.	Fish River Series	Waterberg- formation == Gobabisschichten	Fischfluß- sandstein usw.	Paläozoisch
	Otavi- Dolomit- Formation	Otavidolomit	Schwarzkalk	
	Nosib Series	?	Unterer Teil der Nama- formation	
1. Granit und gneisartige Gesteine.	Basement- System	Komaformation	Gneisschiefer- zone oder Pri- marmformation SCHENKS	Archaisch u. Paläozoisch viel- leicht bis zum Silur (?).



und bei Groß-Otavi, Klein-Otavi oder Asis und bei Guchab auf dem Südbahge (siehe die Übersichtskarte Textfig. 1).

Am unbedeutendsten ist die Lagerstätte von Groß-Otavi; hier treten in steil nach Süden fallenden Dolomitschichten Nester und netzartige Trümer von Erz auf. Die Mächtigkeit der Haupterzzone beträgt in der Mitte annähernd 1 m, nach beiden Seiten wird sie geringer. Auch hier ist das Erz mit den sogenannten sandsteinartigen Massen verbunden. Die Erzführung besteht aus Kupferglanz mit viel Malachit und Bleiglänze; die Erzester schwanken zwischen Erbsengröße und Körpern von mehr als 1 cbm.

Kompakter sind die Lagerstätten bei Asis oder Klein-Otavi und Guchab im Otavital, beim km 54 der Bahnlinie Otavi—Grootfontein. Auch hier scheint nach KUNTZ eine bestimmte Kalkschicht besonders geeignet für die Erzaneicherung gewesen zu sein.

Zweifellos das bedeutendste Vorkommen ist das von Tsumeb auf dem Nordabhang des Otavgebirges. Hier hebt sich ein durch Kupfererz grügefärbter Hügel von dem grauen Otavidolomit scharf ab. KUNTZ stellte damals eine 200 Schritt im Streichen und 40 Schritt im Fallen umfassende Erzfläche fest. Dolomit und Lagerstätte fallen steil nach Süden ein.

Auch hier wird eine anscheinend weniger widerstandsfähige Dolomitschicht von dem Erz bevorzugt.

Bei Tsumeb sind zwei Erzkörper zu unterscheiden, nämlich ein westlicher und ein östlicher; beide sind in der Mitte durch eine Einschnürung getrennt, welche zum großen Teil von dem fraglichen sandsteinartigen Körper ausgefüllt wird. Die Grenze zwischen dem Erz und dem Dolomit bzw. dem sandsteinartigen Körper wird von einem Tonbesteg gebildet. Die Einschnürung des Erzkörpers nimmt von der Tagesoberfläche nach der Tiefe zu.

Die Längenerstreckung des Ost- und Westkörpers verringert sich in der Tiefe etwas. Aus den neuesten Aufnahmen, welche mir von der Generaldirektion der Otavi-Gesellschaft<sup>9)</sup> zur Verfügung gestellt wurden, geht außerdem hervor, daß der sandsteinartige Körper nach der Tiefe abnimmt (Textfig. 2—7).

Besonders bemerkenswert ist für die Genesis der Erzlagerstätten erstens der trennende Besteg zwischen Erz bzw. sandsteinartigem Körper und dem Dolomit und zweitens der allmähliche Übergang zwischen dem Erz und dem sandsteinartigen

<sup>9)</sup> Ich verdanke die Horizontalschnitte Herrn Bergrat DUFT, dem ich hierfür verbindlichst danke.

# GRUNDRISS - AUSGEHENDES

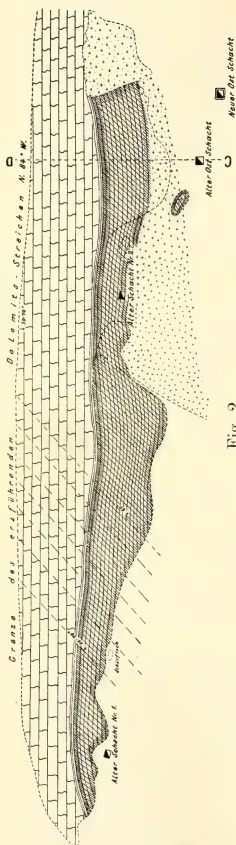


Fig. 2.

# ERSTE SOHLE

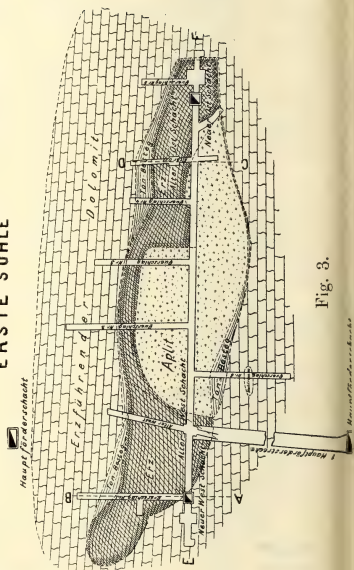


Fig. 3.

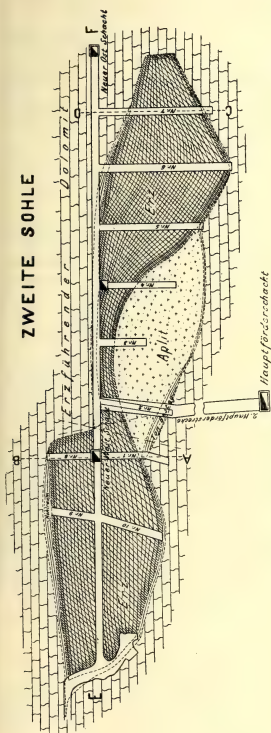


Fig. 4.

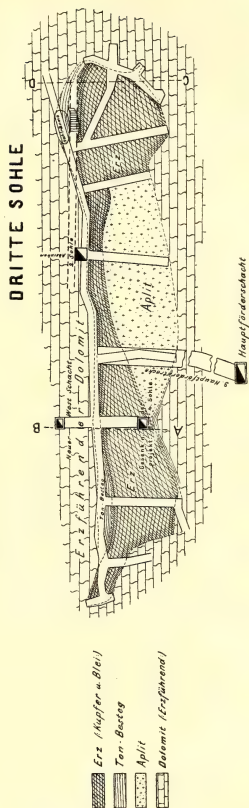


Fig. 5.

Fig. 2—5.

Horizontalschnitte der Otavi-Kupfererzlagstätte am Ausgehenden,  
in der ersten, zweiten und dritten Sohle.

Körper (Textfig. 2—7). Die Lagerstätte streicht im ganzen, nach SCHEIBE einen spitzen Winkel mit den Kalkschichten bildend, nach Westen und fällt mit 50 bis 70° nach Süden ein. Abweichend verhält sich der Ostkörper in größerer Tiefe, wie aus dem Profil CD hervorgeht. Hier biegt unter dem Querschlag Nr. 7 die Lagerstätte nach Norden um, so daß sie im ganzen im Einfallen einen Bogen bildet, dessen südlichste Ausbuchtung von Querschlag Nr. 7 verquert wird.

Die Erzführung der Erzkörper, welche bis auf mehr als 70 m Tiefe (dritte Sohle) bekannt ist, ist keine einheitliche. Die Erze finden sich hauptsächlich an der Grenze zwischen dem sandsteinartigen Körper und dem Dolomit. Hier enthalten einerseits die kompakten Erzmassen Trümer des sandsteinartigen Körpers und verkieselten Dolomites, und andererseits schieben sich Erztrümer sowohl in den Dolomit als auch in den Sandstein. Im östlichen Teil der Lagerstätte fand man in der dritten Sohle eine reiche Erzausscheidung innerhalb des sandsteinartigen Körpers.

Die Mächtigkeit des Erzkörpers ist bedeutenden Schwankungen unterworfen, erreicht aber häufiger 20 und mehr Meter. Der östliche Teil ist der bleireichere und kupferärmere; hier überwiegen Erze mit 6 bis 14 Proz. Kupfer. Der westliche dagegen ist kupferreicher, die Erze haben 12 bis 15 Proz. Kupfer.

Die Zusammensetzung des Erzes geht aus folgender Zusammenstellung hervor, die den Jahresberichten der Gesellschaft entnommen ist:

Am Schluß des Jahres 1907/1908 galten 313000 t Erz als nachgewiesen, die 16 Proz. Kupfer und 25 Proz. Blei enthielten. Hierzu kamen die unregelmäßig auftretenden Kalk- und Sandsteinerze zwischen der zweiten und dritten Sohle mit ca. 7 bis 8 Proz. Kupfer und 5 bis 6 Proz. Blei.

Gewonnen wurden in dem Jahre 25700 t Erz, die 60 Proz. Exporterze mit ca. 18 Proz. Kupfer und ca. 30 Proz. Schmelzerze mit 12 Proz. Kupfer und 10 Proz. Haldenerze lieferten.

Verschifft wurden in dem Berichtsjahre ca. 15000 t Tsumeberze mit 0,035 Proz. Silber (350 g pro t), 19 Proz. Kupfer und 23 Proz. Blei. — Auf der Hütte in Tsumeb wurden 3500 t Erz verschmolzen, und zwar: 2100 t mit ca. 10 Proz. Kupfer und 18 Proz. Blei und 1400 t bleiische Erze mit 55 Proz. Blei und 12 Proz. Kupfer.

Im Jahre 1908/1909 lieferte die 13 bis 15 m mächtige Lagerstätte 44250 t, und zwar 27000 t Exporterz mit 17 Proz. Kupfer, 30 Proz. Blei und 0,033 Proz. Silber (330 g pro t).

Im Jahre 1909/1910 erreichte die Förderung 49500 t, wovon 44700 t auf Tsumeb entfallen. Man verschifft 33500 t mit 16 Proz. Kupfer, 26 Proz. Blei und 0,028 Proz. Silber (280 g Silber pro t).

Guchab lieferte im Jahre 1907/1908 1800 t silberhaltiges Kupfererz mit einem durchschnittlichen Gehalt von 0,04 Proz. Silber (400 g pro t) und 33 Proz. Kupfer. Im folgenden Jahr

SCHNITT A-B

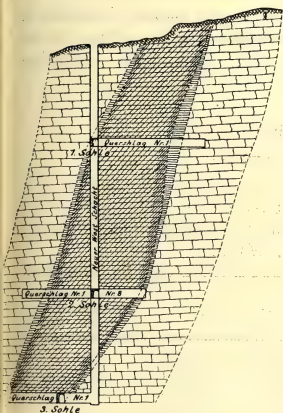


Fig. 6.

SCHNITT C-D

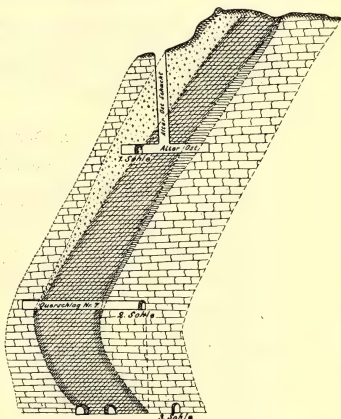


Fig. 7.

Profile durch die Otavi-Kupfererzlagerstätte.

betrug die Förderung 500 t mit 29 Proz. Kupfer und 0,032 Proz. Silber (320 g Silber pro t).

Asis ergab im Jahre 1908/1909 200 t mit 27 Proz. Kupfer und 0,029 Proz. Silber (290 g pro t).

Groß-Otavi lieferte 1909/1910 Erze mit 40 Proz. Kupfer.

Bemerkenswert für die Lagerungsverhältnisse ist, daß die hangenden Dolomite nicht immer konkordant auf dem Erzkörper liegen, sondern nach MAUCHER<sup>10)</sup> teilweise fast sählig gelagert sind, während die liegenden konkordant mit dem Erz-

<sup>10)</sup> MAUCHER, a. a. O.



vorkommen einschieben. Die Veränderung der Form des Erzkörpers von der Tagesoberfläche nach der Tiefe geht ausreichend aus den beigegebenen Abbildungen hervor.

Sowohl der sandsteinartige Körper als auch das Erz wird von Gängen eines meist dunkelgrauen oder bläulichen Eruptivgesteins durchsetzt, das von den früheren Autoren als Diabas aufgefaßt wurde.

### Die Dünnschliff-Untersuchungen.

Die nach den früheren Beschreibungen höchst eigenartigen Lagerungsverhältnisse der für Deutschland so wichtigen neuen Kupferlagerstätten veranlaßten mich, Erze und Gesteine mikroskopisch zu untersuchen.

#### 1. Der Dolomit.

Siehe Tafel XIII Fig. 1—4.

Der normale Otavidolomit ist nach den vorliegenden Beschreibungen in der Regel blaugrau, seltener weiß, grau, blauschwarz, rotbraun usw. Die chemische Zusammensetzung geht aus den folgenden Analysen P. A. WAGNER<sup>11)</sup> hervor:

Nr.	SiO <sub>2</sub> u. Unlösliches	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	Molekularverhältnis von MgCO <sub>3</sub> :CaCO <sub>3</sub>
1	1,7	3,30	55,70	37,80	1 : 1,24
2	2,61	2,05	53,30	39,60	1 : 1,13
3	0,60	8,37	48,75	39,50	1 : 1,04
4	6,15	4,30	90,70	nichts	—

Die Zusammensetzung schwankt also zwischen derjenigen des typischen Dolomites und normalem Kalkstein, frei von Magnesia. Die Proben Nr. 1 bis 3 stammen von Uitkomst, die Probe Nr. 4 von Strydfontein, sieben engl. Meilen östlich von Grootfontein. Die drei Dolomitproben wurden aus recht verschiedenen Teufen genommen, trotzdem ist ihr Magnesiagehalt — wie WAGNER besonders betont — praktisch konstant.

In der Struktur wechseln die Dolomite ebenfalls sehr stark. Fein krystalline Varietäten herrschen vor, aber im westlichen Teile der Okumukanti Hills und im Esere Mountain war die Dolomitformation intensiven Gebirgsbewegungen ausgesetzt und wurde infolgedessen in ziemlich grobkörnige Typen umkrystallisiert.

<sup>11)</sup> a. a. O.



Außerordentlich häufig sind regelmäßig zwischengeschaltete, papierdünne Lagen eines weißen Hornsteins, der da, wo das Gestein grobbankig auftritt, den Verlauf der Schichtung deutlich erkennen läßt. Dickere Hornsteinlagen kommen zwar auch vor, sind aber nur auf bestimmte Lokalitäten beschränkt.

Die Oberfläche des Dolomits ist mit einer eigenartigen, elefantenhautähnlichen Verwitterungskruste bedeckt. Das Gestein scheint außerordentlich leicht von Regenwasser angegriffen und durch Erweiterung der Schichtflächen und Klüfte in einzelne Blöcke zerlegt zu werden. Dolinen und Hohlräume, in denen das Wasser verschwindet, sind häufig und zeigen Durchmesser von wenigen Fuß bis über 200 m. Zu den größten gehört der obengenannte Otjikotosee, welcher mehr als 600 Fuß tief sein soll, und dem die Tsumeb-Mine ihren Wasserbedarf entnimmt.

Die mir vorliegenden Stücke von Otavidolomit stammen durchweg aus der Nähe der Lagerstätte und stellen echten Dolomit dar.

Das Gestein ist sehr feinkörnig und hat nur wenig tonige Bestandteile. Weder makroskopisch noch mikroskopisch ist irgendwelche eruptive Einwirkung zu erkennen, dagegen ist eine doppelte Umwandlung des Dolomites von größtem Interesse.

Zunächst zeigt sich eine Umkrystallisation der Dolomitsubstanz durch wäßrige Einwirkung, die daran kenntlich ist, daß das Gestein nach allen Richtungen von jüngeren Dolomit- oder Kalkspatgängen durchsetzt wird. Hier handelt es sich also um eine Umlagerung der Carbonatsubstanz.

Weit in die Augen fallender ist aber die Verkieselung, welche jünger ist und sich in der folgenden Weise bemerkbar macht:

Es treten zunächst Aggregate von Quarzkörnern inmitten der Dolomitsubstanz auf, welche im allgemeinen noch erhalten ist (Taf. XIII Fig. 1 u. 2). Von diesen aus wird die dolomitische Zwischenmasse durch außerordentlich feine Quarzkryställchen verdrängt, deren Spitzen nach außen gerichtet sind. Auf diese Weise wird nach und nach krustenförmig die Dolomitmasse ersetzt, und zwar muß der Vorgang derartig allmählich gewesen sein, daß eine vollkommene Metasomatose Platz greifen konnte. Die Form des Dolomites blieb in den meisten Fällen erhalten, so daß man mitunter erst an der Härte konstatieren kann, ob es sich um gewöhnlichen oder verkieselten Dolomit handelt.

Ich habe keine Anzeichen dafür gefunden, daß diese Verkieselung etwas mit der Erzföhrung zu tun hat, und

daß sie etwa durch Thermen veranlaßt wurde. Da man mir aus der Nähe der Lagerstätte verkieselten Marmor zeigte, dessen ehemalige Carbonatsubstanz ebenso vollkommen metasomatisch durch Quarz ersetzt war, und da vielfach von Autoren, z. B. VOIT u. a., auf die außerordentlich häufige Verkieselung von Kalk- und Dolomitgesteinen in Südwestafrika von der Tagesoberfläche aus hingewiesen ist, halte ich es nicht für unmöglich, daß es sich auch bei Otavi um eine Verkieselung durch Tagewässer handelt. O. STUTZER<sup>12)</sup>, der in der Verquarzungsmasse die Gangart des Erzes sieht, kommt lediglich zu diesem Schluß durch die Beschreibung MAUCHERS und KUNTZ's. Ich gebe gern die Möglichkeit der STUTZERSchen Annahme im allgemeinen bei Lagerstätten zu, finde aber in den Dünnschliffen von Tsumeb keinen Anhalt für einen derartigen thermalen Einfluß.

Wenn die Verkieselung des Otavidolomites nicht vollkommen ist, wenn, noch ehe der Vorgang beendet war, die zwischen den größeren Quarzkonzentrationen liegende Dolomitmasse durch Tagewässer weggeführt wurde, dann entstanden jene eigenartigen Knollen von Quarz, die von den Besuchern der Lagerstätten reichlich mitgebracht worden sind.

Besonders wichtig für die Umwandlung des Otavidolomites ist seine Vererzung (Taf. XIII Fig. 3 u. 4). Der Kupferglanz tritt zunächst auf Spalten im häufig verquarzten Otavidolomit auf und verdrängt von hier aus sowohl den Dolomit als den Quarz, ist also zweifellos jünger als der letztere. Ist die Verquarzung des Dolomits keine vollständige, so läßt sich der Nachweis führen, daß das Erz leichter die Dolomit- als die Quarzsubstanz ersetzt und infolgedessen zunächst den Dolomit in Angriff nimmt. Es lassen sich alle Übergänge zwischen einem in Vererzung begriffenen mehr oder weniger vollständig verkieselten Dolomit und kompaktem Erz nachweisen; auch im scheinbar dichten Kupferglanz findet man u. d. Mikroskop Partien von Dolomit bzw. verkieseltem Dolomit, welche keine Zweifel lassen, daß auch dichtes Erz eine Verdrängung des Dolomits darstellen kann.

Jünger als die Kupfersulfide sind die Carbonate, die sich als Oxydationsprodukte des letzteren erweisen. Ich habe hier nicht die Absicht, auf die außerordentlich zahlreichen sekundären Mineralien einzugehen, welche zum großen Teil in der sorgfältigen Arbeit von MAUCHER besprochen worden sind, und über die sich genetisch noch viel sagen ließe.

<sup>12)</sup> O. STUTZER: Erzlagerstätten von Tsumeb, Z. f. pr. Geol. 1909, S. 71.

## 2. Der Aplit (sandsteinartiger Körper).

Siehe Taf. XIII Fig. 5 u. 6 und Taf. XIV Fig. 1—4.

Von besonderem Interesse ist eine zweite Serie von Gesteinen, die bisher als „sandsteinartiger Körper“ bezeichnet wurden, und von der ausreichend Stücke aus den verschiedensten Teufen nach Deutschland kamen. Das verhältnismäßig frische, an der Tagesoberfläche geschlagene Gestein ist mittel- bis feinkörnig und läßt bereits mit der Lupe schwach rötlich gefärbten Feldspat erkennen. Unter dem Mikroskop erweist es sich als ein Gemenge von hauptsächlich Quarz, untergeordnet Feldspat und sehr wenig Glimmer (Taf. XIII Fig. 5). Der Feldspat ist mehr oder weniger kaolinisiert; mitunter sind geringe Mengen einer sehr feinkörnigen Grundmasse vorhanden, so daß eine porphyrische Struktur nachzuweisen ist, und in einem Falle war Fluidalstruktur vorhanden (Taf. XIV Fig. 1). Sobald die Feldspäte hochgradig kaolinisiert sind, wurden sie häufiger herausgeschliffen, so daß es großer Aufmerksamkeit bedarf, um den Nachweis zu liefern, daß man es nicht etwa mit einem Quarzaggregat zu tun hat. Das Gestein ist also kein Sandstein, sondern muß als Aplit bezeichnet werden.

Auch der Aplit ist vererzt, und der Vorgang dieser Vererzung läßt sich an allmählichen Übergängen verfolgen. Sowohl Kupferglanz (Taf. XIV Fig. 2) als auch Carbonate (Taf. XIII Fig. 6) trifft man in dem Eruptivgestein, und in beiden Fällen zeigt sich, daß zunächst die kaolinisierten Feldspäte das Kupfer festhalten (Taf. XIII Fig. 6); Otavi bietet also in dieser Beziehung ein vorzügliches Beispiel von Adsorptionerscheinungen. Erst in zweiter Linie wird der Quarz verdrängt, und bei fast vollkommener Verdrängung zeigt sich, daß beim kaolinisierten Feldspat wohl die Feldspat-substanz ersetzt wurde, dagegen die Kaolinmasse erhalten blieb. Als Endprodukt dieser Umwandlung kommt dann ein Erz zustande, welches makroskopisch derben Kupferglanz darstellt, der eine Unmenge kleiner weißer Fleckchen zeigt.

Nur in zwei Fällen konnte ich bei diesem Verdrängungsprozess eine Neubildung von Sericit und eine Verquarzung des Aplites nachweisen. Da wir dieselben Erscheinungen auch bei Erzgängen im unmittelbaren Nebengestein beobachten, kann man mit Recht annehmen, daß diese Art der Gesteinsumwandlung von Thermen bewirkt wurde. Hier dürfte man es mit der ursprünglichen Grenze eines von Erz ausgefüllten „Hohlraumes“ zu tun haben.

### 3. Olivin-Kersantit.

Siehe Taf. XIV Fig. 5 u. 6.

Das Gestein ist in der bisherigen Literatur als Diabas bezeichnet. Es steht fest, daß es sowohl den Kupferglanzkörper als auch den Otavidolomit durchsetzt, also jünger als beide sein muß. Die Gänge haben in der Regel nur eine geringe Mächtigkeit. Makroskopisch handelt es sich um ein ziemlich dichtes dunkles Gestein, welches bis auf ganz wenige Ausnahmen hochgradige Zersetzung zeigt. Die mikroskopische Untersuchung ergibt einen typischen Olivin-Kersantit mit zum Teil reichlichen Ausscheidungen von Olivin (Taf. XIV Fig. 5), dessen Menge allerdings vielfach wechselt, so daß eine außerordentlich glimmerreiche Grundmasse fast ausschließlich das Gestein bilden kann (Taf. XIV Fig. 6).

Was die Umwandlung des Gesteins anbelangt, so muß — abgesehen von der gewöhnlichen Zersetzung — die Ver kieselung und die Ver erzung besprochen werden. Wenn man auch ab und zu Ver kieselung findet, ist sie doch hier wesentlich seltener als bei dem Otavidolomit. Das Gestein hat sich also entweder weniger für diesen Prozeß geeignet, oder der Ver kieselungsprozeß war schon zum großen Teil beendet, als die Kersantite emporkamen.

Auch in bezug auf die Ver erzung verhält sich das Gestein wesentlich anders als der Otavidolomit und der Aplit. Soweit mir das Material vorliegt, ist die Verdrängung der Bestandteile durch Kupferglanz verhältnismäßig selten, nur an wenigen Stellen konnte eine Einwanderung dieses Erzes nachgewiesen werden. In die Augen fallend ist dagegen die Ver erzung durch Malachit und Kupferlasur. Hier lassen sich alle Übergänge zwischen Kersantit mit nur geringen Mengen der genannten Erze und dem vollständig in Erz umgewandelten Gestein feststellen.

Aus dieser Erscheinung geht hervor, daß die Hauptkonzentration des Kupferglanzes bereits beendet war, als die Kersantite emporkamen.

Da die Bildung von Malachit und Kupferlasur, die auf der Einwirkung der Tagewässer beruht, auch heute noch fortschreitet und in gleicher Weise in der Lage ist, Dolomit, Aplit und Kersantit zu beeinflussen, da andererseits die Umwandlung von Aplit und Dolomit in Malachit und Kupferlasur nach dem mir vorliegenden Material weniger intensiv vor sich gegangen ist, als diejenige von Kersantit, so ist der Schluß gerechtfertigt, daß der Kersantit ganz besonders geeignet für diesen Ver erzungsprozeß war.

Ich habe oben darauf hingewiesen, daß sich der Ostkörper von dem Westkörper durch die Erzführung unterscheidet, und daß im Osten Bleierze viel reicher sind als im Westen. Es war deshalb für mich von Interesse, zu prüfen, wie sich das sogen. Bleierz in bezug auf seine Zusammensetzung mikroskopisch von dem Erz des Westkörpers unterscheidet.

Bereits mit bloßem Auge sieht man, daß das Bleierz kein einheitliches Erz ist, sondern auch aus einem Gemenge von Bleiglanz, Zinkblende und Kupferglanz besteht. Im Schliff fehlt der Bleiglanz zum größten Teile; wegen seiner leichten Spaltbarkeit ist er herausgeschliffen. Neben ihm sind Zinkblende und Kupferglanz reichlich, und zwar läßt sich der einwandfreie Nachweis führen, daß Kupferglanz die beiden erstgenannten Sulfide verdrängte, so daß er noch Reste beider umschließt. Er ist also jünger als die beiden genannten Erze. Vergleicht man das Altersverhältnis von Bleiglanz und Zinkblende, so erweist sich der Bleiglanz allem Anschein nach als etwas jünger als die Zinkblende, die von ihm häufiger umschlossen wird. Das ganze Erzaggregat stellt nach der mikroskopischen Untersuchung eine Verdrängung des kaolinisierten Aplites dar, von dem Reste noch erhalten sind.

Da das Erz des Westkörpers, auch wenn anscheinend reiner Kupferglanz vorliegt, ebenfalls geringe Mengen von Bleiglanz und Zinkblende enthält und auch zum erheblichen Teil durch Verdrängung des Aplites entstand, kommt man zu dem Resultat, daß das primäre Erz des Ostkörpers genetisch identisch mit dem Erz des Westkörpers ist und sich von ihm nur durch das Mengenverhältnis der verschiedenen Erze unterscheidet. Der Verdrängungsprozeß der älteren Sulfide, Bleiglanz und Zinkblende durch Kupferglanz (Taf. XIV Fig. 4) ist eben im Ostkörper weniger weit vorgeschritten als im Westkörper.

### **Kontakt zwischen Aplit und Otavidolomit.**

Ich kann mich naturgemäß nur auf das mir zur Verfügung stehende Material beschränken, und zwar auf solche Stücke, bei denen Otavidolomit mit Aplit in Berührung kommt; nicht entscheiden kann ich, ob es sich hierbei lediglich um einen Einschluß von Otavidolomit im Aplit handelt, oder ob tatsächlich ein Grenzstück beider Gesteine vorliegt oder ob beide einer Spaltenausfüllung angehören.

Der Dünnschliff einer Probe ergibt, daß der relativ wenig vererzte Otavidolomit keine Spur einer Kontaktbildung



zeigt. Das Gestein macht den Eindruck einer Gangbreccie, deren Bruchstücke von Kupferglanz verkittet werden.

In die Augen springend ist das Auftreten von Trümmern von Schwefelkies.

Ein ganz ähnliches Ergebnis hatte die Untersuchung eines zweiten Kontaktstücks von verkieseltem Dolomit und Aplit, indessen mit dem Unterschiede, daß hier die junge Carbonatbildung von Malachit und Kupferlasur mit Brauneisen eine wesentliche Rolle spielt.

Die Annahme, daß die fraglichen Stücke einer Trümmerzone angehören, wird noch unterstützt durch die mir von der Direktion zur Verfügung gestellten Sohlenrisse, welche als Grenze zwischen dem Aplit und dem Otavidolomit einen Tonbesteg angeben. Das Bild erinnert außerordentlich an andere analoge, wo von Störungen und Spalten aus eine intensivere Auflösung von Kalk- oder der Dolomitsubstanz stattfand, derart, daß der Carbonatanteil weggeführt wurde, während die tonigen Substanzen zurückblieben. Es liegt also die große Wahrscheinlichkeit vor, daß die Tonbestegmassen als Rückstandstone aufzufassen sind, die sich an Verwerfungen bildeten, welche den Aplit gegen den Otavidolomit begrenzen.

### Verhältnis der Erze zueinander.

Bei den Erzen muß — wie bereits MAUCHER hervorhebt — zwischen sulfidischen und deren Oxydationsprodukten unterschieden werden. Die letzteren teilt er in zwei Gruppen: in sekundäre Erze, die unmittelbar aus der Oxydation der primären Erze hervorgegangen sind, und in tertiäre Erze. Die tertiären stellen die Erzeugnisse einer chemischen Umsetzung der sekundären Erze dar, bei der sich deutliche chemische Einwirkungen des Nebengesteins bemerkbar machen.

Die oxydischen Erze haben einen mittleren Metallgehalt von 2,9 Proz. Kupfer und 4,4 Proz. Blei.

Bei den primären Erzen, die sich durch massige Verwachsung auszeichnen, sind häufige Einschlüsse von Dolomit oder Sandstein zu beobachten. Das Fehlen irgendwelcher Drusenräume fällt auf; von sulfidischen Erzen nennt MAUCHER Bleiglanz, Kupferglanz, Enargit usw., Zinkblende und Pyrit. Nichtmetallische Begleiter fehlen vollständig. Bei der Oxydation oxydieren sich Bleiglanz, Linarit und Enargit zuerst, während Kupferglanz und Zinkblende widerstandsfähiger sind. Auf die sekundären und tertiären Erze gehe ich hier nicht genauer ein.



Verteilung der Erze: der mittlere Teil der Lagerstätte, der eigentliche Erzkörper, hat kompakte Massen.

Im Aplit (sandsteinartiger Teil der Lagerstätte) sind die Erze im wesentlichen nur an Klüfte zwischen Aplit-Trümmern gebunden. Hier ist Linarit am häufigsten. Im liegenden Teil der Lagerstätte sind Malachit und Lasur vorherrschend.

Die Bildung der oxydischen Erze schreitet naturgemäß heute noch fort.

Aus der Dünnschliff-Untersuchung ergibt sich einwandsfrei, daß die älteren sulfidischen Erze wiederum aus zwei Gruppen bestehen, nämlich dem wesentlich jüngeren Kupferglanz und denjenigen Erzen, welche als Reste im Kupferglanz gefunden wurden. Von ihnen nannte ich bereits Bleiglanz und Zinkblende (Taf. XIV Fig. 4); zu ihnen kommt noch Schwefelkies (Taf. XIV Fig. 3). Die drei letztgenannten Erze sind zweifellos primäre; sie stellen die letzten Reste der ursprünglichen Lagerstätte dar. Der Kupferglanz ist nachträglich durch Zementation auf den primären Erzen abgeschieden worden, die er verdrängte.

Die Genesis des Vorkommens. MACCO<sup>13)</sup> weist darauf hin, daß kupferhaltige Lösungen, die auf Rissen in dem Kalkstein aufstiegen, den Kalkstein metasomatisch verdrängten. Sollte es sich um Höhlenbildungen handeln, so käme es nach seiner Meinung auf die Ausdehnung der Hohlräume an. Wenn der Otjikotosee nach KUNTZ eine Kalkhöhle darstellt, so könnte es auch bei den Kupferlagerstätten zu bedeutenden Erzkonzentrationen gekommen sein. Wenn KUNTZ Recht hat, daß diese Höhlenbildungen an eine ganz bestimmte geologische Schicht gebunden sind, so müßte man, wie MACCO richtig bemerkt, den Verlauf dieser Schicht durch sorgsame geologische Untersuchungen feststellen.

Es könnten dann z. B. durch Bohrungen auch an anderen Stellen neue Höhlenfüllungen entdeckt werden, bei denen die Abrasion noch nicht die Decke so vollkommen entfernte, daß die Erze zutage anstehen.

MACCO nimmt weiter an — eine Ansicht, die ich nicht teile —, daß bei der zweiten Möglichkeit d. i. eine Entstehung durch Spaltenwässer, alle Lagerstätten an die Tagesoberfläche kommen müßten; da man die Tagesoberfläche bereits genügend abgesucht habe, dürften wohl keine anderen Kupferlagerstätten im Otavagebiet vorhanden sein. Dagegen könnte man in diesem Falle auf eine Nachhaltigkeit nach der Tiefe hoffen, da der

<sup>13)</sup> A. MACCO: Die Aussichten des Bergbaus in Deutsch-Südwestafrika. Berlin, Dietrich Reimer, 1907.

Kalk nach seiner Meinung nicht nur in der Nähe der Tagesoberfläche durch die Kupferlösungen vererzt wäre, sondern auch in der Tiefe.

Bemerkenswert ist nach MACCO, daß der Erzkörper keine scharfen Begrenzungsflächen hat, denn auch das Nebengestein ist mit Kupfer- und Bleierzen durchsetzt, so daß anscheinend ein allmählicher Übergang von der geschlossenen Erzmasse in der Mitte nach den beiden Seiten in das Nebengestein hin stattfindet. Dieser Umstand spricht nach MACCO sehr dafür, daß man es mit einer gangartigen Lagerstätte zu tun hat, daß also dies Vorkommen die Gestalt einer fast aufrechtstehenden, schwach geneigten Platte hat, welche in die Tiefe setzt, im Gegensatz zur Form eines Schlauches oder eines unregelmäßig geformten Klumpens, wie es bei einer Höhlenfüllung der Fall ist.

MAUCHER hat in seiner Arbeit<sup>14)</sup> den Nachweis zu führen gesucht, daß es sich bei Tsumeb um eine magmatische Ausscheidung handelt, d. h. also um ein Vorkommen, welches durch Differentiation des eruptiven Magmas gebildet wurde. Bei der Aufstellung der Altersfolge der verschiedenen Erze richtet er sich ausschließlich nach dem Schmelzpunkt der Erze unter Berücksichtigung des Umstandes, daß derselbe eine wesentliche Erniedrigung erfährt, wenn Sulfidkomponenten ineinander gelöst sind. Er nimmt eine Überschiebung der devonischen Schichten an, bei der der Sandstein — also Aplit — aus dem Liegenden heraufgebracht wurde. Von dieser Störung aus ging die Verkiezelung des „Sandsteins“ und Dolomits vor sich, die Erze kamen später empor.

Eine Kontaktlagerstätte ist nach MAUCHER ausgeschlossen, da jede Veränderung des Dolomits und die Kontakt-Mineralien fehlen. Er nimmt an, daß die Zinkblende am ältesten ist, dann folgten Pyrit, Enargit und Stibio Luzonit, Kupferglanz und zuletzt Bleiglanz. Nach dieser Theorie, die sich lediglich auf die Schmelzpunkte der einzelnen Erze aufbaut, müssen in der Tiefe die schwerer schmelzbaren, wie z. B. Pyrit, Enargit und Stibio Luzonit auskrystallisieren, während die leichter schmelzbaren, Bleiglanz und Kupferglanz, zurücktreten.

STUTZER<sup>15)</sup> wendet sich gegen eine derartige Genesis der Lagerstätte. Er vermißt vor allem das Eruptivgestein, aus welchem die magmatische Injektion stammen könnte. Mit Recht nimmt er an, daß man auch bei dieser Genesis das Auftreten von Kontakt-Mineralien verlangen müßte; die Verkiezelung der

<sup>14)</sup> MAUCHER: a. a. O.

<sup>15)</sup> STUTZER: a. a. O.

Dolomite und des „Sandsteins“ stellt nach seiner Ansicht die Gangart dar. Er kommt zu dem Resultat, daß man die Lagerstätte zu den metasomatischen Verdrängungserscheinungen stellen muß, und daß die Entstehung wäßrigen Lösungen zuzuschreiben ist.

W. VOIT<sup>16)</sup> äußert sich über die Tsumeb-Lagerstätte. Nach ihm spricht gegen die glutflüssige Entstehung das Fehlen sämtlicher Gang- und Kontakt-Mineralien. Wenn auch ein Gemisch verschiedener Komponenten ineinander einen niedrigeren Schmelzpunkt hat als die einzelnen Komponenten, und wenn dieser Schmelzpunkt evtl. auch so niedrig ist, daß sich Kontakt-Mineralien nicht bilden können, so müßte doch immerhin Tremolit vorhanden sein.

Die Verkiezelung des Dolomits ist nach VOIT noch kein schlagender Beweis für die metasomatische Natur der Erze. Sie braucht nämlich nicht erfolgt zu sein durch Thermen, sondern es genügen zirkulierende Tagewässer. Schließlich glaubt er keinen Grund zu haben, die auf einer außerordentlich gewissenhaften Untersuchung MAUCHERS beruhende Schlußfolgerungen zu bezweifeln.

RANGE<sup>17)</sup> ist für Hohlraumausfüllung, verbunden mit Metasomatose im bisherigen Sinne des Lagerstättenforschers. Nach P. A. WAGNER<sup>18)</sup> scheinen die beiden Erzlinsen von Tsumeb durch Verdrängung des dolomitischen Kalkes entstanden zu sein, zur Zeit als das Gestein hochgradig gefaltet und gestört wurde. Das ist also ebenfalls Metasomatose im bisherigen Sinne des Lagerstättenforschers, und zwar im engsten Anschluß an eine Störungzone.

Aus meinen Untersuchungen geht nun zweifellos hervor, daß es sich um einen Verdrängungs-, also metasomatischen Prozeß handelt, insofern stimme ich also den bisherigen Autoren zu, soweit sie für Metasomatose eintreten. Es muß aber außerdem untersucht werden, welche Art der Metasomatose für Tsumeb in Frage kommt. In einer umfangreicheren Arbeit<sup>19)</sup> glaube ich den Nachweis geliefert zu haben, daß man bei diesen Verdrängungsprozessen zwischen primären und sekundären unterscheiden muß.

Zu den primären gehört die Kontaktmetasomatose, die pneumatolytische Gangmetasomatose und die Erzlagerstättenmetasomatose im bisherigen Sinne des Lagerstättenforschers.

<sup>16)</sup> VOIT: a. a. O.

<sup>17)</sup> RANGE: a. a. O.

<sup>18)</sup> P. A. WAGNER: a. a. O.

<sup>19)</sup> Z. f. pr. Geol. 1910.

Die Kontaktmetasomatose, welche durch die unmittelbar aus dem Magma austretenden Lösungen bewirkt wird, charakterisiert sich stets durch das Auftreten der sog. Kontaktmineralien, die geradezu leitend für diese Art der Lagerstätten sind.

Da keine Spur von Kontaktwirkung in dem Otavidolomit und in dem Erz nachgewiesen wurde, kommt die Kontaktmetasomatose für Tsumeb nicht in Frage. Auch die innere Gangmetasomatose spielt keine Rolle. Anders liegen die Verhältnisse dagegen in bezug auf die äußere Gangmetasomatose, welche sich häufig durch Verquarzung, Chloritisierung und Sericitisierung kenntlich macht. Bei Tsumeb liegt eine ausgesprochene Verquarzung sowohl des Dolomites als auch in untergeordneter Weise der übrigen Gesteine vor. Die Aufschlüsse reichen aber nicht aus, um zu entscheiden, ob diese Verquarzung durch Oberflächenwässer oder durch aus der Tiefe emporkommende Spaltenwässer bewirkt wurde. Die Beantwortung dieser Frage muß den tieferen Aufschlüssen überlassen werden, fest steht heute nur, daß die Bildung des Kupferglanzes jünger ist als die Verquarzung.

Die Sericitisierung, welche an wenigen Stellen bei Otavi beobachtet wurde, sieht außerordentlich ähnlich derjenigen, die man vielfach an Gängen bemerkt hat. Hier könnte also der Rest einer früheren äußeren Gangmetasomatose vorliegen. Mit dieser Bildung hat aber die ausgedehnte Konzentration des Kupferglanzes nichts zu tun.

Die Metasomatose im bisherigen Sinne des Lagerstättenforschers, d. h. also die Bildung von Lagerstätten von Spalten aus durch eine Verdrängung des hauptsächlich aus Kalk und Dolomit bestehenden Nebengesteins ist bei den primären Erzen von Tsumeb möglich. Indessen läßt sich dieser Nachweis heut nicht erbringen, er kann nur durch Aufschlüsse in der Tiefe geführt werden. Die Hauptmasse des Kupferglanzes gehört nach den Dünnschliffuntersuchungen jedenfalls nicht zu den primären metasomatischen Erzen.

Wenn nun die primären metasomatischen Prozesse für die Hauptmenge des Erzes nicht in Frage kommen, kann es sich nur um einen sekundären metasomatischen Prozeß handeln, also um Zementations- und Oxydationsmetasomatose.

Die Oxydationsmetasomatose spielt bei Otavi eine wesentlich untergeordnetere Rolle als die Zementationsmetasomatose. Die erstere wurde hauptsächlich bei dem Olivin-Kersantit beobachtet, der stellenweise vollkommen durch Malachit und Kupferlasur verdrängt ist. Untergeordneter kam sie beim Aplit und Dolomit

vor; es ist aber hier anzunehmen, daß mein Material in dieser Beziehung nicht vollständig ist, und daß sie im Otavidolomit ebenfalls eine erhebliche Rolle spielt.

Nicht erklären läßt sich durch sie die große Menge von Kupferglanz. Für diese bleibt nur die Zementationsmetasomatose übrig. Bekanntlich handelt es sich bei diesem Prozeß um eine Reduktion von Schwermetall-Lösungen, die sich beispielsweise in Form von Sulfaten in der Nähe der Tagesoberfläche durch den Einfluß der Tagewässer gebildet haben. Solange Sauerstoff vorhanden ist, entstehen auf Kosten der Sulfide Sulfate. Im Moment dagegen, wo der Sauerstoff verbraucht ist, wirken die vorhandenen Sulfide reduzierend auf die Schwermetall-Lösungen ein.

Da die primären Erze von Otavi zweifellös Kupfer enthielten, entstanden in der Nähe der Tagesoberfläche in der Oxydationszone kupferhaltige Schwermetall-Lösungen. Wenn diese durch die primären Sulfide reduziert wurden, so bildeten sich die Kupferzementationserze, die wir auf vielen Lagerstätten kennen, und welche durch hohe Kupfergehalte charakterisiert sind. Hierher gehören z. B. in fast allen Fällen Kupferglanz, Buntkupfererz und Fahlerz.

Der durch Zementationsmetasomatose entstandene Kupferglanz von Tsumeb wurde auf Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies zementiert. Nach und nach werden bei diesem Prozeß die primären Sulfide vollständig aufgefressen. Verläuft der Prozeß auf der Lagerstätte verschieden intensiv, so kann bei weniger vollständiger Verdrängung der primären Sulfide ein bleireiches Erz entstehen, wie es im Ostkörper vorliegt, während bei vollständiger Verdrängung fast reiner Kupferglanz gebildet wird.

Ich habe an anderer Stelle<sup>20)</sup> darauf aufmerksam gemacht, daß bei diesem Prozeß die Beschaffenheit des Nebengesteins eine wesentliche Rolle spielt, und daß die Mächtigkeit der Lagerstätte von ihr abhängt. An vielen Stellen der Erde ist beobachtet worden, daß bei dem Zementationsvorgange auch das Nebengestein metasomatisch verdrängt wird. Bei Tsumeb konnte ich den Nachweis führen, daß in gleicher Weise Otavikalk — verkieselt oder unverkieselt — und Aplit durch Kupferglanz verdrängt worden sind. Auf diese Weise entstanden die großen Massen von Kupferglanz, welche heute in einer Abbauhöhen-Einheit Kupfermengen enthalten, die ursprünglich ev. in vielen Hunderten von Einheiten Lagerstättenhöhe, die nach und nach der Abrasion zum Opfer fielen, ziemlich regelmäßig verteilt waren.

<sup>20)</sup> Z. f. pr. Geol. 1910.



Bei dieser Verdrängung haben, soweit der Aplit in Frage kommt, die Adsorptionserscheinungen eine wesentliche Rolle gespielt. Bei den Dünnschliffuntersuchungen wurde der Nachweis geführt, daß die Einwanderung von Kupferglanz zunächst am kaolinisierten Feldspat nachweisbar ist, und zwar wird hier nicht etwa zuerst Kaolin, sondern die noch erhaltene Feldspatsubstanz ersetzt; der Kaolin wirkt lediglich adsorbierend. Dieselbe Erscheinung wird in gleicher Weise bei Malachit und Kupferlasur beobachtet. Erst später fand die Verdrängung des Quarzes statt, und allem Anschein nach kam es so gut wie gar nicht zur Verdrängung des Kaolins; denn auch die anscheinend derben Massen von Kupferglanz sind durch eine außerordentlich feine weiße Sprinklung ausgezeichnet, die sich als Kaolin erweist, der den letzten Rest des ursprünglichen Aplites bildet.

Der heute vom Bergbau ausgebeutete Teil der Tsumeb-Lagerstätte kann also in genetischer Beziehung wie folgt erklärt werden: Es liegt eine Bruchzone vor, zwischen der ein Aplitkörper in die Tiefe gesunken ist, derart, daß er einen Keil innerhalb des Otavidolomites bildet. Ich gebe zu, daß die Vergesellschaftung von Aplit mit Kersantit den Gedanken nahelegt, daß man es mit ziemlich gleichzeitig an Ort und Stelle emporgekommenen, durch Differentiation ein und desselben Magmas entstandenen extremen Eruptivgliedern zu tun hat. Und diese Ansicht könnte, wie mir Herr SCHEIBE mitteilt, eine Stütze darin finden, daß nicht weit von der Tsumeb-Lagerstätte Granit ansteht.

Da ich aber bei Tsumeb auch nicht die geringste Kontakterscheinung unmittelbar am Aplit finde, halte ich die Annahme von Verwerfungen, für welche auch der Tonbesteg spricht, für richtiger. Auch diese Annahme schließt ja die Beziehung zwischen Kersantit und Aplit bzw. Granit nicht aus, denn eine bedeutende Dislokation braucht durch die Verwerfung nicht erzeugt worden zu sein. Unterstützt wird meine Ansicht durch die SCHEIBESche Beobachtung, daß im Hangenden der Lagerstätte am Westkörper eine Dolomitscholle in gestörter Lagerung beobachtet werden kann, und MAUCHER gibt an, daß der Dolomit im Hangenden zum Teil fast söhlig gelagert ist, während er im Liegenden steil nach Süden einfällt. Auf das Vorhandensein einer Störungszone läßt auch der spitze Winkel schließen, den nach SCHEIBE der Erzkörper mit dem Streichen des



Dolomites bildet. Auf diesen Verwerfungen dürften dann die Schwermetall-Lösungen emporgekommen sein, welchen die primären heute nur zum kleinen Teil bekannten Erze ihre Entstehung verdanken, die ev. zum Teil metasomatischer Natur sind.

Die zutage ausgehende primäre Lagerstätte wurde von den Atmosphäralien zersetzt, es bildeten sich in der Oxydationszone die Kupferlösungen, die dann in etwas größerer Tiefe progressiv fortschreitend, reduzierend beeinflusst durch die primären Sulfide, die großen Anhäufungen von sekundärem Kupferglanz erzeugten. Dabei wuchs die Lagerstätte über die Ursprungsdimensionen weit hinaus, indem durch Zementationsmetasomatose sowohl der Otavidolomit als auch der Aplit verdrängt wurden. Der Kersantit ist jünger als die Hauptkonzentration des Kupferglanzes. Die Oxydationswirkungen dauern heute noch fort. Das beweist die zum Teil vollständige Verdrängung des Kersantites.

Der reiche Kupferglanzkörper von Tsumeb ist also ein vorzügliches Beispiel für Zementationsmetasomatose.

---

## 5. Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen<sup>1)</sup>.

Von Herrn O. GRUPE in Berlin.

(Mit 7 Textfiguren.)

### Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
1. Einleitung . . . . .	264
2. Das Alter der Dislokationen . . . . .	266
a) Die präoligocäne Landoberfläche . . . . .	266
b) Verlauf und Verhalten der Dislokationen . . . . .	268
c) Präoligocäne Dislokationsphase . . . . .	271
d) Jungtertiäre Dislokationsphase . . . . .	278
3. Einfluß der Dislokationen auf die Talbildung des Flußsystems der Weser . . . . .	288
4. Einfluß der Dislokationen auf die Basalteruptionen . . . . .	299
a) Einleitung . . . . .	299
b) Basalte des Casseler Grabens . . . . .	301
c) Basalte im Gebiete von Hersfeld-Rotenburg . . . . .	302
d) Basalte des Knüllgebirges . . . . .	304
e) Sonstige Basaltvorkommen Niederhessens . . . . .	307
f) Basalte und Phonolithe der hessischen Rhön . . . . .	310
g) Über das Wesen des Abhängigkeitsverhältnisses zwischen Eruptionen und Dislokationen . . . . .	315

### 1. Einleitung.

Wie ich bereits früher nachgewiesen habe, ist der Gebirgsbau des Sollings und seines weiteren Vorlandes in seiner Grundphysiognomie als das Produkt präoligocäner Dislokationsvorgänge anzusehen<sup>2)</sup>. Ich habe vor allem gezeigt, daß gegenüber

<sup>1)</sup> Nach einem am 3. Dezember 1910 in der Deutschen Geolog. Gesellschaft gehaltenen Vortrage.

<sup>2)</sup> O. GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, S. 612 ff.

dem flach gelagerten Buntsandsteinmassiv des Sollings die Aufpressung der alten Buntsandstein- und Zechsteinhorste des Voglers, des Homburgwaldes, des Elfas und der Ahlsburg und andererseits die Versenkung der Muschelkalk-, Keuper- und Liasgräben des Sollings, des Einbeck-Markoldendorfer Beckens und des Göttinger Leinetalgrabens in ihrer ursprünglichen Anlage in voroligocäner Zeit erfolgt sind, während die in den zahlreichen Tertiärversenkungen des Sollings zum Ausdruck kommenden jungtertiären Dislokationen nur lokale Grabeneinbrüche geringeren Ausmaßes darstellen, die mit einer weiteren, stärkeren Aufrichtung der Schichten nicht verbunden gewesen zu sein brauchen und zum Teil in ihrem Verlaufe den vorhandenen Spalten der älteren Phase folgen, also posthume Verwerfungen (im Sinne von SUESS) sind <sup>1)</sup>).

Ich habe sodann in der März-Sitzung 1910 der Deutschen Geologischen Gesellschaft in einem Vortrage <sup>2)</sup> näher ausgeführt, daß an solche jungtertiären Dislokationen die Basalte des Sollings gebunden sind, die im Anschluß an die Tertiäreinbrüche an einzelnen Stellen auf den Randspalten hervorsprossen, um sich dann an der Erdoberfläche deckenförmig auf dem Tertiär auszubreiten und seitlich an die stehen gebliebenen Buntsandsteinhorste anzulegen.

Zu wesentlich anderen Ergebnissen ist BÜCKING in seinen Arbeiten über die Basalte und Phonolithe der Rhön gekommen, von denen die älteren <sup>3)</sup> die Auffassung enthalten, daß selbst manche bedeutenderen, weithin sich erstreckende Gräben als postvulkanische, d. h. als durch den Vulkanismus erzeugte anzusehen und daß präexistierende Eruptionsspalten im allgemeinen nicht nachzuweisen seien. Meine auf Grund von Kartenstudien in meinem Vortrage ausgesprochene Vermutung, daß die größeren Gräben der Rhön vielleicht auch präoligocänen Alters sein möchten, hat nun durch die inzwischen erschienenen Publikationen <sup>4)</sup>

<sup>1)</sup> Vgl. dazu die inzwischen erschienene Kartenlieferung Nr. 152, die Blätter Eschershausen, Stadtoldendorf, Sievershausen.

<sup>2)</sup> GRUPE und STREME: Die Basalte des Sollings und ihre Zeretzungsprodukte. Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910, Monatsber. Nr. 3, S. 174 ff. Eine ausführliche Behandlung dieses Gegenstandes erscheint demnächst im Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911.

<sup>3)</sup> BÜCKING: Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Beitr. z. Geophysik Bd. VI, 1904, S. 267 ff.

<sup>4)</sup> Vgl. die Erläuterungen zu der Kartenlieferung Nr. 171 (Blätter Kleinsassen, Gersfeld, Hilders, Spahl) sowie BÜCKING: Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und ihre chemische Zusammensetzung. Sitzungsber. d. Kgl. Akademie d. Wiss. Physik.-math. Klasse Bd. XXIV, S. 517.

BÜCKINGS ihre Bestätigung gefunden. BÜCKING nimmt nunmehr an, daß diese größeren Grabenversenkungen tektonischer Natur und vor Ablagerung des Tertiärs bereits vorhanden gewesen sind, dagegen hält er die an viele Basalte und Phonolithe gebundenen kleineren Schollen jüngerer Triasgesteine nach wie vor für Schlotausfüllungen, entstanden durch Einsturz einstmals hochgelegener Schichten in die durch die vulkanischen Gasexplosionen ausgeblasenen Schlotröhren, und leugnet nach wie vor im großen und ganzen eine Abhängigkeit der Eruptivgesteine von präexistierenden Spalten.

Es lag mir nun daran, diese verschiedenen Ergebnisse miteinander zu vergleichen und zu diesem Zwecke vor allem zunächst auch die zwischengelegenen Gebiete der Niederhessischen Senke und des Knüllgebirges auf das Alter ihrer Dislokationen und deren etwaige Beziehungen zu den Basaltausbrüchen zu untersuchen, und die dabei gewonnenen Beobachtungen möchte ich im folgenden mitteilen.

Bei diesen Studien ergaben sich mir nun auch andererseits im Anschluß an meine bereits publizierten Ergebnisse über die Tal- und Terrassenbildungen des Wesergebietes <sup>1)</sup> recht interessante Beziehungen der Dislokationen zu der Entwicklungsgeschichte dieses Flußsystems, über die ich gleichfalls berichten möchte.

Die Unterlage meiner Untersuchungen bildeten die zum großen Teil erschienenen, hauptsächlich von MOESTA, BEYSLAG und BÜCKING bearbeiteten geologischen Blätter Niederhessens, auf die ich verweise, und ich war außerdem in der Lage, dabei auch ältere und neuere, noch nicht publizierte Originalaufnahmen der Blätter Zierenberg, Niedenstein, Fritzlar, Schwarzenborn, Neukirchen, Niederaula und Großenluder benutzen zu können, für deren lebenswürdige Überlassung ich den Autoren, den Herren LEPLA, ÖBBECKE und BLANCKENHORN, zu ganz besonderem Dank verpflichtet bin.

## 2. Das Alter der Dislokationen.

### a) Die präoligocäne Landoberfläche.

Verfolgen wir die Tertiärbildungen vom Solling und dem westlichen Vorlande des Harzes aus nach Süden bis in die

<sup>1)</sup> O. GRUPE: Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Monatsber. 12, S. 470 ff.

O. GRUPE: Das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetals. Ebenda 1910, Nr. 5/6, S. 425 ff.

Niederhessische Senke hinein, so fallen uns in der Art ihrer Ablagerung bemerkenswerte Unterschiede auf. Während in den genannten nördlichen Gebieten das Tertiär in seinem Auftreten fast ausschließlich an Störungen gebunden ist und seine heutige tiefe Lage tektonischen Einbrüchen der jungtertiären Zeit verdankt, wird es im niederhessischen Berglande, speziell in dem durch BEYCHLAG und BLANCKENHORN näher untersuchten Casseler Gebiet, nur noch in wenigen Fällen von stärkeren Diskolationen beeinflusst. Es lagert hier vielmehr, vielfach in allen seinen Stufen vom Unteroligocän bis zum Miocän entwickelt, gleichmäßig und teilweise ununterbrochen sowohl unter dem Schutze ausgebreiteter Basaltdecken auf den verschiedenen Triashöhen wie in den diese Höhenzüge trennenden Erosionsbecken. Auch die östliche Begrenzung der Tertiärniederung der Niederhessischen Senke in der Melsunger und Homberger Gegend ist im allgemeinen nicht durch Verwerfungen bedingt, sondern stellt sich entlang dem Buntsandsteinmassiv als eine natürliche Depression dar, in der das Tertiär zunächst sich ablagerte, um dann mit fortschreitender Sedimentation auch die höheren Teile des Gebietes zu überdecken.

Die das Tertiär tragende Denudationsfläche weist somit nicht unbeträchtliche Höhenunterschiede auf, die nach BEYCHLAGS Angaben z. B. zwischen dem nördlichen Habichtswalde und der Casseler Senke bei einer Entfernung von ca. 12 km ungefähr 250 m und in der Mönchebergmulde bei Cassel auf eine Strecke von nur 2 km den Betrag von ca. 200 m erreichen, und kennzeichnet sich als ein welliges Hügelland, als eine terrestrische Abtragungsfläche, die ihre letzte und maßgebende Ausgestaltung in der Eocänzeit erhalten und durch die nachfolgenden Transgressionen der oligocänen Meere augenscheinlich keine nennenswerte Zerstörung erlitten hat. Wie BEYCHLAG und BLANCKENHORN in der Casseler Gegend und ich im Solling festgestellt haben, ist wohl die oligocäne Sedimentation unterbrochen worden, d. h. das Meer ist infolge einer allgemeinen Hebung des Landes am Ende des Mitteloligocäns zurückgegangen, um dann bei Beginn des Oberoligocäns von neuem vorzudringen und bei dieser erneuten Transgression die älteren Tertiärschichten und auch hier und da wohl Teile der triadischen Unterlage zu zerstören, aber besonders tiefgreifende Veränderungen in der alten Landoberfläche scheinen dabei wohl infolge raschen Vordringens des Meeres nicht erfolgt zu sein. In den wenigen Fällen, in denen ich an der Basis der Oligocänschichten Brandungsprodukte triadischer Gesteine habe feststellen können, handelt es sich immer nur um

geringfügige Geröllagen derjenigen Schichten, die das Oligocän jeweils überlagert.

Auch die mit Beginn des Miocäns einsetzenden Denudationsvorgänge, die vielfach wiederum das Oligocän vor dem Absatze der miocänen Schichten beseitigt haben, dürften nach meinen bisherigen Beobachtungen bedeutendere, flächenhafte Abtragungen älterer Schichten kaum bewirkt haben, und die alte Landoberfläche tritt uns im niederhessischen Berglande noch vielfach heutigen Tages mit und ohne Tertiärbedeckung auf weite Flächen entgegen, die allerdings durch die pliocäne und diluviale Talerosion mehr oder minder stark zerstückelt sind. An anderen Stellen, z. B. im hessisch-thüringischen Grenzgebiet, haben auch wohl diese jüngeren pliocänen und diluvialen Erosionsvorgänge einen beträchtlicheren Umfang angenommen, und von der präoligocänen Peneplain sind z. T. unter dem Schutze von Basaltdecken nur einige wenige Zeugenberge hinterblieben. Die Erhaltung und Ausdehnung dieser alten Landoberfläche im einzelnen festzustellen, bleibt Spezialforschungen vorbehalten.

#### b) Verlauf und Verhalten der Dislokationen.

Wenn wir nun somit das niederhessische Tertiär auf der alten, präoligocänen Landoberfläche im großen und ganzen in seiner natürlichen Lagerung vorfinden, die nur hier und da durch unbedeutende Störungen oder auch durch schwache muldenförmige und sattelförmige Aufrichtungen der Schichten nachträglich modifiziert ist, so drängt sich zunächst die Frage auf, in welchen Beziehungen das Tertiär steht zu den bedeutenderen Dislokationen, die im niederhessischen Berglande aufsetzen und inmitten der Buntsandsteinmassive weit sich erstreckende, mit Muschelkalk, Keuper, stellenweise auch Lias erfüllte Gräben bilden. An einigen Stellen entwickeln sich auch wohl diese Gräben von der einen Seite her aus Flexuren, indem die Buntsandsteinschichten der betreffenden Randhöhe steil nach der Störung zu einfallen und zunächst normal von den höheren Triasschichten überlagert oder doch nur bei geringerer Sprunghöhe von ihnen abgeschnitten werden.

Von diesen Bruchzonen treten im Landschaftsbilde am auffälligsten hervor:

1. Der Muschelkalk, Keuper und Lias führende Casseler Graben, der in der Gegend von Cassel aufsetzt, sodann unter die Tertiär- und Basaltmassen des Habichtswaldes untertaucht



und weiterhin über Altenhasungen in ostwestlicher Richtung verläuft, um schließlich bei Wolfhagen in den südnördlich streichenden Naumburger Graben überzugehen.

2. Der eben erwähnte Naumburger Graben, der am Rande des Kellerwaldes mit Keupereinbrüchen beginnt, sodann vorwiegend als Muschelkalkgraben sich ununterbrochen über Wolfhagen hinaus erstreckt und schließlich im N sich zu dem Volkmarser Liasgraben entwickelt.

3. Der als südliche Fortsetzung des Leinetalgrabens zwischen dem Hirschberg und Meißner aufsetzende Muschelkalk- und Keupergraben, der sich bei Lichtenau durch das Hinzutreten der aus südöstlicher Richtung kommenden Eisenacher Bruchzone kesselartig erweitert und noch viele Kilometer weit über Spangenberg und Altmorschen in südsüdwestlicher Richtung verläuft, um schließlich bei Wichte nach W umzubiegen.

4. Der mit der Lichtenauer Bruchzone durch den zuletzt erwähnten ostwestlichen Quergraben in Verbindung stehende nordsüdliche Graben in der Gegend von Homberg, der in erster Linie aus eingesunkenen Wellenkalkschichten mit überlagernden Basaltdecken besteht.

5. Der südsüdwestlich gerichtete Röt-, Muschelkalk- und Keupergraben von Oberaula, ebenfalls besonders ausgezeichnet durch zahlreiche an seine Randspalten gebundene Basaltmassen.

6. Der über Fulda und Großnlüder in nordwestlicher Richtung verlaufende Fuldagraben, der jüngere Triassschichten bis einschließlich Rhät enthält und an seiner südwestlichen Randspalte von den beiden Basalkuppen des Hainberges begleitet wird.

In völliger Übereinstimmung mit den tektonischen Verhältnissen Südhannovers ist auch für das niederhessische Bruchsystem, worauf schon früher BEYSLAG hingewiesen hat, das gleichmäßige Ineinanderübergehen der verschiedenen gerichteten Störungsarten charakteristisch, ohne daß irgendwie eine Verwerfung des einen Grabens durch den anderen sich zu erkennen gibt. Wie nach meinen früheren Darlegungen<sup>1)</sup> im Norden das hercynisch streichende Einbeck-Markoldendorfer Becken durch einfache Umlenkung der Schichten und Störungen in den nordsüdlichen Leinetalgraben hinein verläuft<sup>2)</sup>, nicht aber von diesem

<sup>1)</sup> GRUPE: Präoligocäne Störungen usw. a. a. O., S. 623—625.

<sup>2)</sup> Die kürzlich von Herrn LACHMANN auf einer Übersichtskarte (Zeitschrift „Kali“ 1910, Heft 24) gegebene Darstellung des Leinetalgrabens, nach der derselbe plötzlich im Norden in seiner vollen Breite aufhört, ist danach durchaus unzutreffend, ebenso unzutreffend seine völlig aus der Luft gegriffene, allen unseren

durchschnitten oder verworfen wird, so spaltet sich der Leinetalgraben auch im Süden bei Eichenberg in zwei tektonisch gleichwertige Bruchzonen, nämlich in die hercynische Gothaer Bruchzone und in die südnördlich oder rheinisch mit einem Strich gegen O gerichtete Lichtenauer Bruchzone, die in ihrem grabenartigen Aufbau zunächst durch den Horst des Allendorfer paläozoischen Gebirges gleichsam eine Unterbrechung erfährt<sup>1)</sup>, sodann bei Lichtenau den Eisenacher Graben wieder in sich aufnimmt, um schließlich bei Wichte in scharfem Winkel nach W umzubiegen; und dieselbe bruchlose Umlenkung aus der einen in die andere Richtung beobachten wir auch beim Casseler und Naumburger Graben in der Gegend von Wolfhagen. Schon früher ist ja ein gleiches Verhalten der Brüche von STILLE und mir am Teutoburgerwalde und Solling festgestellt und neuerdings von PHILIPPI wieder für das thüringische Gebiet hervorgehoben worden. Nirgends wird ein hercynischer Graben durch eine SN-Störung in sich verworfen, d. h. in zwei gleichwertige tektonische Teile auseinandergerissen, die verschiedenen gerichteten Störungsarten gehen gleichmäßig ineinander über, setzen auch streckenweise aneinander ab, aber verwerfen sich nicht.

Es dürfte danach die früher vielfach geäußerte Ansicht, daß zwischen den hercynischen und rheinischen Störungen eine grundsätzliche Altersverschiedenheit bestände, nicht mehr aufrecht zu erhalten sein. Südostnordwestliche (hercynische), südnördliche (rheinische) und ostwestliche Störungen bilden vielmehr ein einheitliches, in ihrer Anlage gleichalteriges Bruchsystem, dem neuerdings STILLE in einem während des Druckes dieser Arbeit erschienenen Aufsatz<sup>2)</sup> die Bezeichnung „saxonisch“ beilegt. Das schließt natürlich nicht aus, daß an den verschiedenen Spalten, gleichgültig,

wissenschaftlichen Ergebnissen und tatsächlichen Bohrresultaten widersprechende Behauptung (S. 522), daß „das Göttinger Leinetal gemäß einer späteren Beweisführung überhaupt nicht tektonisch, sondern Reiheneckzem autoplasten Ursprungs“ sei. Auf die angekündigte Beweisführung bin ich immerhin gespannt.

<sup>1)</sup> Über den Mechanismus der Gebirgsbildung an dieser Stelle vgl. MOESTA: Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 57 ff, sowie die Blätter Witzenhausen und Allendorf. Besonders bemerkenswert sind die mit den Störungen der Lichtenauer Bruchzone in Verbindung stehenden, aber nur vereinzelt auftretenden Einbrüche jüngerer Triasschollen inmitten des Zechsteingebirges zwischen Wendershausen und Hundelshausen, die als tektonisch eingesunkene Partien allerdings anders darzustellen sind als es MOESTA getan.

<sup>2)</sup> STILLE: Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresbericht des Niedersächsischen Geol. Vereins. 1910, S. 141 ff.

welchen Verlauf sie nehmen, in späterer Zeit abermalige (posthume) Krustenbewegungen stattgefunden haben können, wie es z. B. im Solling und seinem Vorlande der Fall gewesen ist.

### c) Präoligocäne Dislokationsphase.

Wie verhält sich nun das Tertiär in seinen Lagerungsformen zu diesen Störungen und Gräben des niederhessischen Gebietes? Für diese Frage ist in erster Linie entscheidend die stets wiederkehrende Erscheinung, daß die von Muschelkalk, Keuper, zuweilen auch Lias erfüllten Bruchzonen im allgemeinen inmitten von Buntsandstein aufsetzen, dessen Schichten vielfach noch heute diskordant vom Tertiär, und zwar oftmals vom Unteroligocän heran, überlagert werden. Die innerhalb der Gräben zur Tiefe gesunkenen jüngeren Trias- und Lias-schichten waren also bereits vor dem Absatze des Tertiärs in präunteroligocäner Zeit am Rande dieser Gräben total abgetragen. Um nur einige charakteristische Beispiele herauszugreifen:

In der Stadt Cassel befinden sich kleine eingesunkene Schollen von Rhät und Lias, unweit davon bei Wilhelmshöhe überlagert aber das Tertiär diskordant Röt und Wellenkalk.

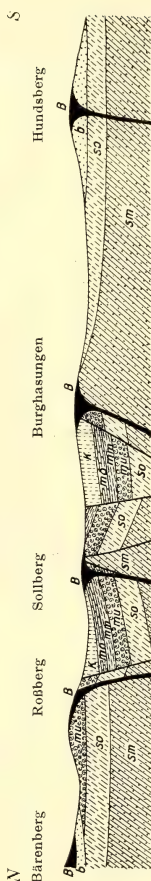


Fig. 1.

Profil durch den Casseler Graben nach den Lepplaschen Aufnahmen.

Maßstab 1:25000.

sm = Mittl. Buntsandstein, so = Röt, mm = Wellenkalk, mm = Mittl. Muschelkalk, mo = Ob. Muschelkalk, k = Keuper, b = Tertiär, β = Basalt, vielfach mit Tuffbreccien.

Im Verlaufe desselben Grabens treten bei Altenhasungen sämtliche Abteilungen des Keupers sowie Arietenkalke des Lias auf, während die unmittelbar anstoßenden Röt- und Wellenkalkkuppen von Tertiär bedeckt sind (vgl. Fig. 1). Das Tertiär im Liegenden des Basaltes am Meißner ruht diskordant auf verschiedenen Schichten von Buntsandstein und Wellenkalk, gleich daneben streicht die Lichtenauer Bruchzone mit ihren Keuperschichten durch. Der Graben von Oberaula enthält in seinem nördlichen Teile die jüngeren Triasgesteine bis zum Gipskeuper, während die auf der anderen Seite des Randbruches an der Krötenkuppe ausgebreitete Tertiärdecke Röt und Mittlerem Buntsandstein aufliegt (vergl. Fig. 7 S. 306). Ganz die gleiche Erscheinung beobachten wir schließlich auch beim Fulda-Graben, in dem sämtliche jüngeren Triasglieder bis einschließlich Rhät eingesunken liegen, wohingegen das angrenzende Buntsandstein-plateau unter dem Schutze des Basaltes am Himmelsberg von Tertiär überlagert wird.

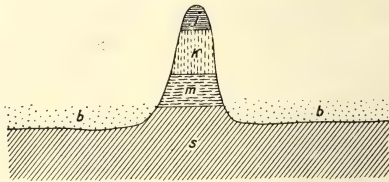


Fig. 2.

*i* = Jura, *k* = Keuper, *m* = Muschelkalk, *b* = Tertiär,  
*s* = Buntsandstein.

Würden derartige Lagerungsverhältnisse nur ausnahmsweise einmal sich darbieten, so könnte man vielleicht die Möglichkeit zugeben, wie sie in Fig. 2 angenommen ist, daß an Stelle der heutigen Gräben die Muschelkalk-, Keuper- und Liasschichten ehemals in normaler Aufeinanderfolge der alten, präoligocänen Peneplain aufsaßen, aus dem folgenden Tertiärmeer oder Tertiärsee steil und inselartig emporragten und zufällig später an derselben Stelle zur Tiefe sanken. Ließe allerdings andererseits schon in diesem einzigen Falle die milde Beschaffenheit der zu oberst lagernden Keuper-, Lias- und vielleicht auch Doggerschichten die Bildung eines solchen „Härtlings“ kaum verständlich erscheinen, so schließt die Regelmäßigkeit der Erscheinung diese Erklärung vollends aus.

Wir können unmöglich annehmen, daß im Verlaufe der heutigen Gräben die Schichten stets isolierte Klippen auf der alten Landoberfläche gebildet und daß nun immer genau an diesen Stellen später die Dislokationen eingesetzt haben.

Wir müssen vielmehr im Gegensatz zu der bisherigen Auffassung über das ausschließlich jungtertiäre Alter des niederhessischen Berglandes folgern, daß der Einsturz der jüngeren Trias- und Liasschollen und die Wiedereinebnung des dadurch geschaffenen Reliefs schon in voroligocäner Zeit erfolgten, daß die den Gebirgsbau bestimmenden Gräben und Störungen bereits der präoligocänen Denudationsfläche angehören, auf der dann die tertiären Sedimente sich ablagerten. Folgende Fig. 3 möge diese neuere Auffassung veranschaulichen. Und in der Tat sehen wir denn

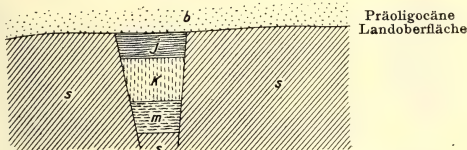


Fig. 3.

Präoligocäner Grabeneinbruch.

$b$  = Tertiär,  $j$  = Jura,  $k$  = Keuper,  $m$  = Muschelkalk,  
 $s$  = Buntsandstein.

ja auch noch innerhalb der Gräben selbst an einzelnen Stellen diese tertiären Schichten erhalten, die uns einen weiteren, besonders strikten Beweis für die gegebene Altersdeutung der Störungen liefern.

Es sind da vor allem die bekannten Tertiärablagerungen von Lichtenau <sup>1)</sup> und Großalmerode <sup>1)</sup> zu nennen, die im ersten Falle Unteroligocän, Rupelton und Miocän umfassen, während die Altersstellung des Großalmeroder Tertiärs (Miocän oder Unteroligocän) vorläufig noch unentschieden ist. In größerer Ausdehnung ruhen die Tertiärschichten auf den mehr oder weniger aufgerichteten, zum Teil stark gegeneinander verworfenen Muschelkalk- und Keuperschichten, zeigen sich aber selbst von diesen Verwerfungen ihrer triassischen Unterlage unbeeinflusst,

<sup>1)</sup> Vgl. die Blätter Lichtenau und Großalmerode der geologischen Spezialkarte von Preußen.



wie dies bereits MOESTA im großen und ganzen zutreffend kartiert hat, ohne freilich daraus die richtigen Folgerungen über das

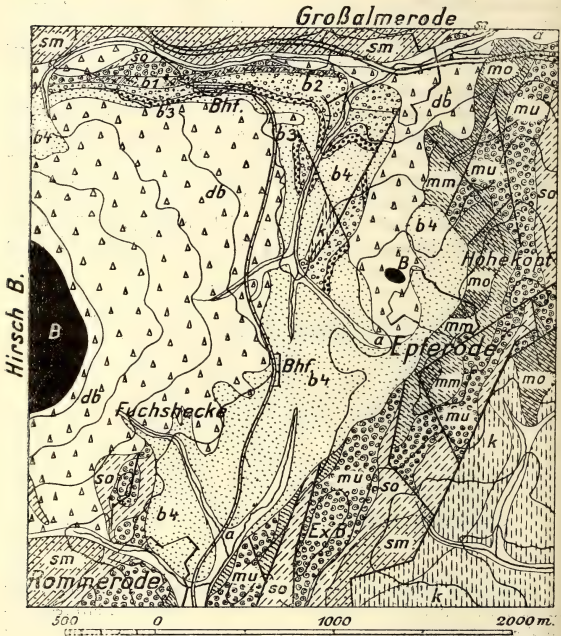


Fig. 4.

Tertiärbecken von Groß-Almerode.

sm Mittl. Buntsandstein  
so Röt  
mu Wellenkalk  
mm Mittlerer Muschelkalk  
mo Oberer Muschelkalk  
k Keuper  
b Tertiär

b1 Untere Sande  
b2 Feuerfeste Tone  
b3 Melanien-Tone  
b4 Obere Sande  
B Basalt  
db Basaltisches Diluvium  
a Alluvium

Alter der Störungen zu ziehen<sup>1)</sup>. Allerdings liegen auch die tertiären Sedimente nicht mehr ganz regelmäßig, doch handelt

<sup>1)</sup> Vgl. MOESTA: Liasvorkommen bei Eichenberg, a. a. O., S. 71.



es sich bei ihnen nur um Lagerungsstörungen ganz geringfügiger Natur, die mit den bedeutenderen Dislokationen der Trias zunächst nichts zu tun haben.

Fig. 4, die einen Ausschnitt des geologischen Blattes Großalmerode darstellt, veranschaulicht die Lagerung des Großalmeroder Tertiärs. Mag auch eine neue Spezialkartierung eine etwas anderen Aufbau des Triasgebirges ergeben, so sind doch die Verhältnisse von MOESTA insofern richtig wiedergegeben, als die die Triasschichten zahlreich durchsetzenden Störungen nicht in das Tertiär hineingehen. Selbst die einzige von MOESTA in das Tertiär durchgezogene Verwerfung ist in der Zeichnung fortgelassen, da sie das Tertiär an seinem Rande nicht disloziert. Es treten demzufolge innerhalb des Tertiärs nur zwei unbedeutende Verwerfungen auf, die möglicherweise ein Wiederaufreißen der vorhandenen älteren Störungen des triassischen Untergrundes an diesen Stellen bezeichnen.

Kleinere solcher Tertiärschollen beobachten wir dann noch auf den ziemlich steil einfallenden Schichtenköpfen des Wellenkalks nördlich Altmorschen und südöstlich Homberg, und als letzte Denudationsreste der einstmals weit ausgedehnten Tertiärdecke finden wir überaus häufig isolierte und angehäuften, zum Teil viele Kubikmeter große Tertiärquarzitblöcke sowohl innerhalb wie außerhalb der Gräben. Schon allein diese auf allen möglichen Schichten zerstreut liegenden Tertiärquarzite weisen nachdrücklich darauf hin, daß vor ihrer Ablagerung das Gebirge seine Hauptaufaltung erfahren haben muß. Auf diese Diskordanz der Tertiärbildungen hat schon früher v. KOENEN aufmerksam gemacht und an einer Stelle <sup>1)</sup> sogar die Möglichkeit vortertiärer Schichtenverschiebungen im Liegenden tertiärer und basaltischer Decken angedeutet, ein nach unseren heutigen Ergebnissen durchaus richtiger Gedanke, der allerdings auffallenderweise in den späteren Arbeiten v. KOENENS über das ausschließlich jungtertiäre Alter der Dislokationen nicht wiederkehrt.

Da im niederhessischen Gebiet zwischen Lias und Unteroligocän sämtliche anderen Formationen heute fehlen, so lassen sich diese älteren, den Gebirgsbau der Niederhessischen Senke in erster Linie beherrschenden Störungen zunächst nur als mindestens präoligocän deuten. Nun haben wir aber gesehen, daß der Naumburger Graben, nachdem er den Casseler Graben bei Wolfhagen in sich aufgenommen, weiterhin im N sich zu dem Volkmarser Liasgraben entwickelt und damit in das Bruch-

<sup>1)</sup> v. KOENEN: Beitrag zur Kenntnis von Dislokationen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1887, S. 465.

system des Eggegebirges übergeht, das von STILLE infolge der dort auftretenden Kreidebedeckung als präcretacisch oder noch genauer als jungjurassisch festgestellt worden ist. Ist es da nicht naheliegend, auch dem gesamten Naumburger und Casseler Graben ein jungjurassisches Alter zuzuschreiben, und wird es damit nicht weiter wahrscheinlich, daß überhaupt das bereits als einheitliches Phänomen erkannte Dislokationssystem der Niederhessischen Senke in seiner ursprünglichen Anlage dieser jungjurassischen Dislokationsphase angehört? Diese Vermutung wird noch ganz besonders gestützt durch die Tatsache, daß zwischen den Dislokationen und dem Beginn des Oligocäns noch die Bildung der Peneplain, d. h. die bedeutsame, viele hundert Meter mächtige Schichtenkomplexe zerstörende Abtragung liegt, die doch einen längeren Zeitraum in Anspruch genommen haben dürfte.

In völligem Einklang mit unserer Auffassung über das relativ hohe, zum mindesten also präoligocäne Alter der niederhessischen Dislokationen stehen auch die letzten Ergebnisse des der Wissenschaft zu früh entrissenen PHILIPPI<sup>1)</sup>. Nach den Feststellungen PHILIPPIS ist das thüringische Bruchsystem, das durch die Eisenacher und Gothaer Bruchzone mit der Niederhessischen Senke unmittelbar in Verbindung tritt, in seinem Haupteffekt gleichfalls zum mindesten präoligocän, auf Grund der Lagerungsverhältnisse der über die aufgerichteten Triassschichten transgredierenden Kreide am Ohmgebirge aber größtenteils womöglich sogar präcretacisch bzw. jungjurassisch.

Wir sahen aber weiter, daß aus den thüringischen und hessischen Dislokationen der Leinetalgraben hervorgeht, der in seiner ersten Entstehung bereits von mir<sup>2)</sup> und dann auch von STILLE<sup>3)</sup> als präoligocän gedeutet worden ist, und von diesem Leinetalgraben aus schlagen nun wieder im N die präoligocänen Bruchzonen des Einbeck-Markoldendorfer Beckens<sup>2)</sup>, des „Sollingabbruchs“<sup>2)</sup> und des Falkenhagener Liasgrabens<sup>4)</sup> in ununterbrochenem Zuge eine Brücke zu dem jungjurassischen Bruchsystem des Eggegebirges.

Erwägen wir dazu, daß die nördlich an das Einbeck-Markoldendorfer Becken anstoßenden und aufgerichteten, stellen-

<sup>1)</sup> PHILIPPI: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910. S. 305 ff.

<sup>2)</sup> GRUPE: Präoligocäne Dislokationen usw., a. a. O., S. 612 ff.

<sup>3)</sup> STILLE: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Centralbl. f. Min. 1909, S. 277.

<sup>4)</sup> MESTWERDT: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. v. KOENEN-Festschrift, Stuttgart 1907.

weise auch an Querbrüchen gegeneinander verworfenen Weißjura-Schichten der Reihe nach von der transgredierenden Kreide des Hils<sup>1)</sup> diskordant überlagert werden, so gelangen wir zu der Auffassung, daß das gesamte Schollengebirge der genannten hessisch-thüringischen und hannoversch-westfälischen Gebiete in seiner ursprünglichen Entstehung ein höheres, zum mindesten präoligocänes, in einigen Fällen sogar ein als jungjurassisch bestimmbares Alter besitzt. Ob und in welchem Maße unter diesen präoligocänen Störungen auch solche der in anderen Gebieten (Harz, Osning) nachgewiesenen frühsenonen und eocänen Dislokationsphasen, wenn vielleicht auch nur als Nachklänge der jungjurassischen Phase, vertreten sind, ist wenigstens für das hannoversch-hessische Bergland kaum zu entscheiden.

Nun sehen wir ferner den von uns in seinem nördlichen Teile als jungjurassisch gedeuteten Naumburger Graben bis in die unmittelbare Nähe des Kellerwaldes<sup>2)</sup> nach S zu fortsetzen, woselbst die für sein höheres Alter charakteristischen Lagerungsverhältnisse nordöstlich Wildungen besonders augenfällig sind: nämlich im Innern des Grabens eingesunkene Muschelkalk- und Keuperschollen und dicht daneben das von Basalt geschützte Tertiär in diskordanter Auflagerung auf Mittlerem Buntsandstein. Auch am Südtuße des Kellerwaldes befinden sich nach DENCKMANN noch derartige eingestürzte Röt- und Muschelkalkschichten, und von den diesen Graben ehemals diskordant überlagernden Tertiärbildungen sind noch heute sowohl innerhalb des Grabens auf dem Trochitenkalk wie außerhalb des Grabens auf dem Buntsandstein Blöcke von Tertiärquarzit als Denuationsrelikte erhalten geblieben. Die in der Umgebung des Kellerwaldes aufsetzenden und als verhältnismäßig bedeutende Dislokationen in Erscheinung tretenden Triasgräben sind also zum mindesten prätertiär — in bezug auf das vorliegende Tertiär, das nach den noch unveröffentlichten Aufnahmen des verstorbenen Dr. LANG in dem angrenzenden Gebiete nordwest-

<sup>1)</sup> Während die diskordante Lagerung der Kreide am Harzrande am Eggegebirge und Teutoburgerwalde auf Grund unserer heutigen Kenntnis auf Transgression beruht, faßt sie v. KOENEN („Überschiebungen und wirkliche Transgressionen“, Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, mathem.-physikal. Kl. 1906 sowie Bl. Alfeld nebst Erläuterungen) an dem zwischengelegenen Hils als „Überschiebung“ auf. Dieser Ansicht vermag ich mich nach meinen Beobachtungen nicht anzuschließen. Mag auch die Kreide außerdem von jüngeren Störungen betroffen sein, so ist meiner Überzeugung nach an dem Phänomen der Kreidetransgression auch am Hils nicht zu zweifeln.

<sup>2)</sup> Vgl. DENCKMANN: Übersichtskarte des Kellerwaldes. Abhandl. der Kgl. Geol. Landesanst., N. F., Heft 34.

lich Fritzlar vom Unteroligocän an entwickelt ist — wahrscheinlich aber sogar jungjurassisch, wenn wir das Alter der Störungen des Naumburger Grabens an seinem Nordende zugrunde legen dürfen, und damit dürfen wir wohl auch den diesen Gräben parallel laufenden Randverwerfungen des Kellerwaldes, d. h. der Heraushebung des Kellerwaldes bzw. dem Abbruche der Niederhessischen Senke in ihrer ersten Anlage und in ihrem Haupteffekt ein gleich hohes, präoligocänes oder vielleicht sogar jungjurassisches Alter zuschreiben. Dieser Auffassung entsprechen auch die Feststellungen STILLES über die jungjurassische Heraushebung der „Rheinischen Masse“, speziell an der Nordostecke des Rheinischen Schiefergebirges, wo die Randverwerfungen mit ihren bis 2000 m betragenden Sprunghöhen in der Hauptsache der präcretacischen Gebirgsbildung angehören.

#### d) Jungtertiäre Dislokationsphase.

Wie zu Beginn des Kapitels erwähnt wurde, weisen die tertiären Schichten der Niederhessischen Senke im Gegensatz zu den mesozoischen nur geringfügige Störungen in ihrer Lagerung auf. Sie haben zwar vielfach eine merkliche Aufsattelung oder Einmuldung erfahren und sind dabei wohl auch an einigen Stellen als Gräben gegen ihre Umgebung um einen gewissen Betrag zur Tiefe gesunken, wie sie BEYSCHLAG z. B. in der Gegend von Oberkaufungen festgestellt hat. Auch die Tertiärablagerungen bei Lichtenau scheinen bei ihrer Einmuldung an ihrem nördlichen Ende gegen die angrenzenden Triasschichten ein wenig gesunken zu sein. Jedoch fehlen den Tertiärschichten intensivere Lagerungsstörungen. Selbst die Senken, in denen das Tertiär heute sich stellenweise befindet, sind, wie wir sahen, zum großen Teil als gewöhnliche Erosionsformen<sup>1)</sup> der präoligocänen Landoberfläche anzusehen, mögen diese nun tektonisch vorbedingt sein oder nicht. Im ersten Falle sind es nicht selten die präoligocänen Gräben, die in der alten Peneplain bereits Niederungsgebiete in gewissem Sinne gebildet haben. Das geht schon daraus hervor, daß die innerhalb der Gräben — z. B. bei Lichtenau und Altmorschen —

<sup>1)</sup> Auch im nördlichen Harzvorlande, z. B. in der Helmstedter Gegend, ist das Tertiär nach HARBORT (vgl. diese Zeitschr. 1909, Monatsber., S. 381 ff.) zunächst in vorhandenen Mulden der Erdoberfläche abgelagert, und die gleiche Erscheinung habe ich bereits für den Solling nachgewiesen, nur mit dem Unterschiede, daß dort die Talsenken, die das Tertiär bei Beginn der Ablagerung aufnahmen, augenscheinlich samt und sonders auf alten Grabeneinbrüchen lagen.

heute noch erhaltenen Tertiärkiese so ungemein reich an Buntsandsteingeröllern sind, die von den angrenzenden Buntsandsteinhöhen aus den tiefer gelegenen Becken und Senken in der Tertiärzeit zugeführt wurden.

So vermag ich auch z. B. in dem in Fig. 4 dargestellten Tertiärbecken von Großalmerode<sup>1)</sup>, dem man bislang immer eine tektonische Entstehung zuschrieb, nur die Ausfüllung einer der präoligocänen Landoberfläche angehörenden Erosionsmulde zu sehen. Denn, wie oben schon dargelegt, sind ja die das angrenzende und unterlagernde Triasgebirge durchsetzenden, den Lichtenauer Graben erzeugenden Störungen präoligocänen Alters und lassen, da sie nicht in das Tertiär hineingehen, im allgemeinen keine posthumen Nachschübe nach Ablagerung des Tertiärs erkennen. Das vielfach von Basaltschutt verhüllte Tertiär ist eben vom Grunde des ehemaligen Erosionsbeckens aus in der bedeutenden Mächtigkeit von mindestens 200 m bis zur Unterkante des Hirschbergbasaltes aufgeschüttet und erreicht damit die gleiche Höhenlage wie das Tertiär auf den benachbarten Plateauflächen des Meißners und Steinbergs. Auch die zwischen dem Meißner und dem Großalmeroder Tertiär auf den Triasschichten als letzte Denudationsrelikte hinterbliebenen Braunkohlenquarzite zeigen, daß es sich um eine ehemals einheitliche, mächtige Tertiärablagerung handelt, die von nachträglichen tektonischen Versenkungen nicht oder höchstens nur ganz unerheblich betroffen ist<sup>2)</sup>. Diese Annahme bestätigen ferner neuere Bohrungen der Grube „Hirschberg“, die nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Baron Dr. WAITZ v. ESCHEN die normale Auflagerung des Tertiärs auf den an seinem Rande austreichenden und von hier mit schwach geneigter Oberfläche und in ununterbrochenem Zusammenhange allmählich untertauchenden Triasschichten (Wellenkalk) nachgewiesen haben.

Ich komme daher zu dem Schluß, daß die jungtertiären

<sup>1)</sup> Vgl. auch hierzu die Blätter Großalmerode und Allendorf nebst Erläuterungen.

<sup>2)</sup> Dieser Auffassung zufolge können natürlich — entgegen der Darstellung auf der geologischen Karte — die am Steinberg hochgelegenen Sande und Tone nicht den untersten Stufen des Großalmeroder Tertiärs entsprechen, sondern es sind die jüngsten Schichten, und die feuerfesten Tone — mit der Kartensignatur b 2 — sind in Wirklichkeit als Einlagerung der oberen Sande (b 4) anzusehen. Die Frage, ob das gesamte Tertiär als Miocän aufzufassen ist, oder ob nicht vielleicht die tieferen Schichten bei Großalmerode der anderen limnischen Abteilung, dem Unteroligocän, angehören, wird auch durch diese neue Auffassung über die Lagerung des Tertiärs nicht entschieden.



Störungen, die, wenn auch an Bedeutung hinter den präoligocänen zurückstehend, doch weiter im Norden im Solling und im Vorlande des Harzes sich noch in hervorragenderem Maße geltend machen, nach Süden zu im Bereiche der Niederhessischen Senke an Intensität noch mehr abnehmen.

Für den geringen Einfluß, den die jungtertiären Dislokationen auf den Bau des niederhessischen Berglandes ausgeübt haben, lassen sich auch noch auf anderem Wege Belege beibringen. Wir beobachten nämlich durchweg, daß die den Randspalten der Gräben aufsitzenden Basalte bei Mangel einer tertiären Unterlage stets gleichmäßig in ein und demselben Niveau einerseits die horstartig stehen gebliebenen Schichten der älteren Trias, zumeist des Buntsandsteins, andererseits die eingesunkenen Schichten der jüngeren Trias, des Muschelkalks und Keupers, überlagern.

So liegt z. B. der Basalt bei Burghasungen am Rande des Casseler Grabens sowohl auf Mittlerem Buntsandstein wie auf ehemals zur Tiefe gesunkenem Muschelkalk und Keuper (vgl. Fig. 1 S. 271) und der im nördlichen Teile des Oberaulaer Grabens weit ausgedehnte Basaltstrom legt sich in ein und demselben Niveau hier auf Röt und gleich daneben auf Gipskeuper (vgl. Fig. 7 S. 306), und ganz die gleichen Verhältnisse konstatieren wir bei sämtlichen anderen Basaltdecken des Knüllgebirges, soweit sie an tektonische Bruchzonen gebunden sind. Auch weiter im S am Fuldaer Graben läßt sich nach der Kartierung des Herrn BLANKENHORN eine analoge Erscheinung beobachten: dort werden die beiden Basaltkuppen des Hainberges auf der südlichen Seite von Wellenkalk, auf der nördlichen Seite von Gipskeuper unterteuft. Daß diese Basalte, soweit sie eine rundliche Form von beschränktem Umfange besitzen, nicht etwa abgetragene Schlote, sondern primäre Kuppen und Decken bzw. Reste solcher darstellen, beweist ihre aufrechte oder nahezu aufrechte Säulensstellung.

Diese beschriebenen Basaltvorkommen zeigen also ein wesentlich anderes Verhalten als die Basalte des Sollings, die nach meinen früheren Darlegungen<sup>1)</sup> zwar ebenfalls samt und sonders an Gräben, und zwar an Tertiärgräben gebunden sind, aber nur einseitig das gesunkene Tertiär überdecken, dagegen sich an die Außenschichten der Gräben, nämlich den Buntsandstein, seitlich anlegen. Während sich diese Lagerungs-

<sup>1)</sup> GRUPE: Präoligocäne Dislokationen usw., a. a. O., S. 616—618 und 626—627, sowie Die Basalte des Sollings usw., a. a. O., S. 174—175.



form der Sollingbasalte ohne weiteres aus den ihren Eruptionen unmittelbar vorausgegangenen jungmiocänen Einbrüchen erklärt, müssen wir aus dem Auftreten der niederhessischen Basalte gerade den entgegengesetzten Schluß folgern, daß ihre ebenfalls zur jungmiocänen Zeit stattgefundenen Eruption nicht von merklichen Schichtenverschiebungen begleitet gewesen sein kann, daß vielmehr zwischen den Eruptionen und den Randverwerfungen der Gräben eine längere Zeit gelegen haben muß, in der die gegeneinander verworfenen Schichten eingeebnet wurden, oder kurz, daß die niederhessischen Gräben zum mindesten an diesen Stellen ein ausschließliches Erzeugnis älterer präoligocäner Störungen sind und keine posthumen Einbrüche der jungtertiären Gebirgsbildung zeigen. Folgende beide Profile (Fig. 5 u. 6) mögen diese verschiedenartigen Verhältnisse veranschaulichen:

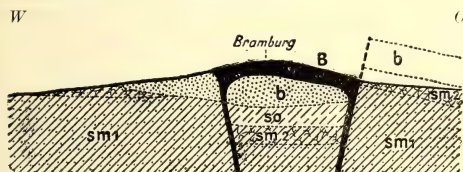


Fig. 5.

Maßstab 1 : 25 000.

Profil durch die Bramburg i. Solling

sm<sub>1</sub> (Unterer) Mittlerer Buntsandstein, sm<sub>2</sub> Bausandstein, so Röt,  
b Tertiär (Oberoligocän und Miocän), B Basalt.

Der an seiner westlichen Randspalte diskordant vom Tertiär überlagerte, daher präligocäne Rötgraben der Bramburg hat in jungtertiärer Zeit entlang seiner östlichen Randspalte eine abermalige Verschiebung erfahren, wodurch das Tertiär gegen den östlichen Flügel zur Tiefe gesunken ist. Der im Anschluß an diese Tertiärversenkung auf den Randspalten hervorgequollene Basalt hat sich auf dem Tertiär ausgebreitet und seitlich an den Buntsandsteinflügel angelagert.

Der Basalt bei Oberaula lagert in ein und demselben Niveau über Röt und dagegen verworfenem und zuvor wieder eingeebnetem Gipskeuper. Der jungmiocänen Eruption des Basaltes können daher keine Schichtenverschiebungen vorausgegangen sein, d. h. der Graben ist an dieser Stelle allein durch die präoligocänen Störungen bedingt und hat bei der jungtertiären Gebirgsbildung keine neuen Verschiebungen erfahren<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Dieser letzte Absatz bildet die Erklärung zu der folgenden Fig. 6.

NW

SO

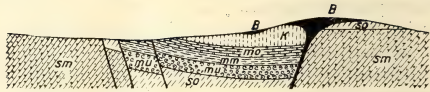


Fig. 6.

Profil durch den Oberaulaer Graben nach OEBBECKES Aufnahmen.

1 : 25 000.

*m* = Mittl. Buntsandstein, *so* = Röt, *mu* = Wellenkalk, *mm* = Mittl. Muschelkalk, *mo* = Ob. Muschelkalk, *k* = Keuper, *B* = Basalt.

Nun könnte es ja recht gut möglich sein, daß die Randbrüche der Gräben an anderen Stellen durch die jungtertiären Krustenbewegungen eine Reaktivierung erfuhren, wie es PHILIPPI sehr treffend bezeichnet. Aber eigentliche Beweise liegen m. E. dafür nicht vor, da wir nirgends an diese Randbrüche gebundenes Tertiär nachweisen können, da vielmehr das innerhalb der Gräben auftretende Tertiär sich von den Störungen seines triadischen Untergrundes im wesentlichen unberührt zeigt. Wir werden höchstens eine allgemeine Hebung des Gesamtgebietes zur jungtertiären Zeit anzunehmen haben, die uns die vielfach beträchtlichere Höhenlage des Tertiärs erklärt, und in Verbindung damit hier und da eine Auffaltung der tertiären Schichten, die auch wohl an einzelnen Stellen von wirklichen Verwerfungen und unbedeutenden Grabeneinbrüchen begleitet gewesen ist. Es handelt sich also in erster Linie mehr um säkulare Bodenbewegungen, wie sie bereits in früheren Tertiärepochen vor sich gegangen sind und in der Transgression und Regression des mitteloligocänen, sowie in der erneuten Transgression und Regression des oberoligocänen Meeres zum Ausdruck kamen. Lokale Schichtenverschiebungen und Schichtenzerreißungen von stärkerem Ausmaße scheinen jedoch im Gebiete Niederhessens bei der jungtertiären Dislokationsphase nicht erfolgt zu sein, und ihre heutige morphologische Form haben die niederhessischen Gräben weit mehr durch Denuationsvorgänge erhalten, die in den stark zerrütteten und z. T. recht milden Schichten des Röts, Muschelkalkes und Keupers leicht einsetzen konnten und die ursprünglich tektonisch angelegten Gräben nach Wiedereinebnung der Landschaft zu einer Peneplain im Laufe der Zeit vielfach zu besonders auffälligen

morphologischen Senken inmitten der Buntsandsteinmassive vertieften. Ragen dabei auch naturgemäß die widerstandsfähigeren Muschelkalkmassen als steilere Grate aus den umgebenden Röt- und Keupermergeln hervor, so liegen sie doch oftmals erheblich tiefer als die angrenzenden Buntsandsteintafeln. Eine Umkehrung des ursprünglichen tektonischen Reliefs durch die spätere Erosion, d. h. als Folge der größeren Widerstandsfähigkeit der eingesunkenen Schichten nach Art mancher sächsisch-thüringischer Gräben (z. B. des Leinefelder Muschelkalkgrabens und Leuchtenburger Muschelkalkgrabens) beobachtet man weniger, da nach Erzeugung der Peneplain innerhalb der niederhessischen Gräben außer Muschelkalk auch meist Röt- und Keupermergel in größerer Ausdehnung hinterblieben, in denen die Erosion unverzüglich weiter wirken konnte.

Wenn also diese Vertiefung der Gräben bis zu einem gewissen Grade schon vielfach vor Ablagerung des Tertiärs erfolgte, so zeigen uns andererseits die den Randspalten der Gräben aufsitzenden und mit den anstoßenden Buntsandsteinhochflächen in gleichem Niveau liegenden Basaltdecken, daß in diesen Fällen die Erosion nach dem Innern zu erst in post-basaltischer Zeit eingesetzt und daß in diesen Fällen die ehemalige Peneplain den Charakter einer ziemlich gleichmäßigen Ebene besessen hat.

Für diese Bedeutung der jüngeren Erosionsvorgänge innerhalb der Gräben liefern uns auch manche Erscheinungen der Talbildung interessante Belege, so z. B. der Verlauf des Lüdertals in der Gegend von Fulda. Die Lüder nimmt ihren Ursprung im Buntsandsteingebirge südwestlich Fulda, durchfließt sodann bei Großenlüder quer den Fuldagraben und durchbricht von Unterlimbach von neuem das auf der anderen Seite des Grabens liegende Buntsandsteinmassiv, um bei Lüdermund in die Fulda einzumünden. Wäre nun der Fuldagraben bei der Entstehung des Lüdertals unter dem Einfluß jungmiocäner Krustenbewegungen bereits in seiner heutigen Form vorhanden gewesen, so müßte man es als auffallend und widernatürlich bezeichnen, daß die Lüder von Unterlimbach ab das bis 370 m hochansteigende Buntsandsteingebirge durchbrochen hat, anstatt den bequemeren Weg entlang dem Fuldagraben zu wählen, in dem die niedrigsten Wasserscheiden heute nur bei 305 und 310 m liegen. Ich kann daraus nur entnehmen, daß die jetzige tiefe Lage des Fuldagrabens sich erst später, jedenfalls gleichzeitig mit der Erosion des Lüdertals unter dem Einflusse der Denudation herausgebildet hat, daß mit anderen Worten jungmiocäne

Störungen den heutigen, in präoligocäner Zeit tektonisch angelegten Fuldagraben nicht geschaffen haben können (wie ich es andererseits auch schon aus dem Auftreten der Basalte des Hainberges gefolgert habe).

Ein anderes Beispiel in dieser Beziehung bieten weiter im Norden die Lagerungsverhältnisse der Keuper-Liasversenkung bei Eichenberg<sup>1)</sup> im Bereiche der Wasserscheide zwischen Werra und Leine. Von den ca. 120 m über der heutigen Talsohle abgelagerten Höhenschotter der Werra, die ich gemäß späteren Ausführungen als altpliocän ansehe, ist in diesem Terrain östlich Werleshausen noch eine kleine Partie erhalten geblieben, und zwar bei einer Meereshöhe von ca. 800 Fuß, welche die heutige Lage der Werra-Leine-Wasserscheide an der Bahnlinie bei Eichenberg noch um ca. 250 Fuß übertrifft. Die Werra hat aber diesen Weg zum Gebiet der Leine niemals genommen, denn die nach Norden zu folgenden Leineschotter, von denen ca. 8 km weiter nördlich bei Gr.-Schneen<sup>2)</sup> noch einzelne Partien als Reste der bis 90 m über die Talsohle ansteigenden altdiluvialen Oberen Terrasse erhalten geblieben sind<sup>3)</sup>, zeigen niemals irgendwelche Beimischung von Werragesteinen, z. B. Thüringerwaldmaterial, und außerdem hat die Leine derartige, den fraglichen Werraschottern entsprechende Höhenschotter überhaupt nicht abgesetzt und aus noch zu erörternden Gründen nicht absetzen können. Aus diesem Umstande möchte ich daher schließen, daß die heutigen orographischen Verhältnisse der Landschaft, d. h. in erster Linie die Tieferlegung der Wasserscheide im Bereiche der Eichenberger Keuper-Liasversenkung in spätpliocäner oder diluvialer Zeit durch die Denudation geschaffen ist, nicht aber durch irgendwelche entlang den alten präoligocänen Spalten erfolgende jungtertiäre Schichtenverschiebungen, die danach erst im nördlich anschließenden Gebiete des Leinetalgrabens, und zwar vom Ende der Miocänzeit an, eingesetzt haben. Auch für die Annahme, daß etwa diluviale Krustenbewegungen dabei eine Rolle gespielt haben könnten, fehlen bei den durchaus regelmäßigen Lagerungsverhältnissen der in der weiteren Umgebung vorhandenen diluvialen Bildungen jegliche Anhaltspunkte.

Durchaus im Einklang mit diesen Resultaten über die geringe Bedeutung der jungtertiären Dislokationsphase im Bereiche Niederhessens stehen auch die neusten Aufnahmeergebnisse

<sup>1)</sup> Blatt Witzzenhausen.

<sup>2)</sup> Blatt Reinhausen.

<sup>3)</sup> Vgl. GRUPE, Zur Frage der Terrassenbildungen usw. a. a. O. S. 472—476.

BÜCKINGS in der Rhön, nach „denen auch dort die zum Teil recht beträchtlichen Störungen (Verwerfungen, Graben- und Muldenbildungen) ihrer Hauptsache nach bereits vor der Ablagerung des Miocäns vorhanden waren, und später nach der Bildung der tertiären Sedimente und nach der Eruption der Basalte besonders tiefeingreifende Veränderungen in dem Bau des Untergrundes sich nicht mehr vollzogen“<sup>1)</sup>. Da nun aber die ältesten, von SANDBERGER<sup>2)</sup> als Mitteloligocän erkannten Tertiärschichten der Rhön nach den Feststellungen BÜCKINGS die aufgerichtete und verworfene Trias in der Gegend von Gersfeld ebenfalls diskordant überlagern, so darf man wohl — unter der Voraussetzung der ja auch von BÜCKING nicht angezweifelten Richtigkeit der SANDBERGERSchen Altersbestimmung — die Störungen nicht nur als prämiocän, sondern als zum mindesten prämitteloligocän und damit als wahrscheinlich präoligocän bezeichnen.

Dagegen scheint die jungmiocäne Gebirgsbildung von der Niederhessischen Senke aus nach Südwesten zu in der Richtung auf den Oberrheinalgraben wieder stärker eingesetzt zu haben. Dafür könnten jedenfalls die häufigere Tertiäreinbrüche sprechen, die von DENCKMANN am südöstlichen Rande des Kellerwaldes festgestellt sind, und die es möglich erscheinen lassen, daß auch die Randverwerfungen des Kellerwaldes, welche die Niederhessische Senke im W abschneiden, zu dieser Zeit zum Teil eine Wiederbelebung erfahren haben. Doch dürfen wir aus dem Auftreten dieser Tertiärversenkungen nicht, wie man es bisher getan, auf ein ausschließlich jungtertiäres Alter der Kellerwaldrandbrüche schließen. Die Lagerungsverhältnisse der benachbarten, durch viel bedeutendere Sprunghöhen ausgezeichneten Triasgräben weisen jedenfalls, wie erwähnt, darauf hin, daß diese Randbrüche in ihrer ersten Anlage und in ihrem Haupteffekt gleich wie die Triasgräben selbst von präoligocänem, ja möglicherweise sogar von jungjurassischem Alter sind.

Auch in das östlich angrenzende thüringische Gebiet hinein könnten die jungtertiären Störungen wieder an Intensität zunehmen, wenn man den Darlegungen PHILIPPIS folgt, der zwar auch die jungtertiären Krustenbewegungen für weit unbedeutender hält als die älteren, präoligocänen, aber doch ihnen einen viel größeren Effekt beimißt, als sie in der Niederhessischen Senke erkennen lassen. Nun kann ich allerdings in diesem Punkte den Ausführungen PHILIPPIS nicht ohne weiteres beipflichten, wenn er der präoligocänen Landoberfläche den Charakter

<sup>1)</sup> Vgl. die Erläuterungen der Kartenlieferung 171, sowie BÜCKING: Die Basalte und Phonolithe der Rhön usw., a. a. O., S. 517.

<sup>2)</sup> Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Leipzig 1879, S. 178 ff.



einer nahezu eingeebneten Peneplain zuschreiben zu müssen glaubt, und wenn er demzufolge aus der verschiedenen Höhenlage der oligocänen Schotter sofort auf postoligocäne Dislokationen schließt, ohne sie in der triadischen Unterlage nachweisen zu können. Ist sicherlich auch im hannoversch-hessischen Berglande diese alte Peneplain auf weitere Strecken als ziemlich einheitliche Ebene ausgebildet gewesen, wie z. B. auf den Hochflächen des Sollings und des Reinhardswaldes, die ich als Teile dieser präoligocänen Peneplain deuten muß, so zeigt doch andererseits die Unterkante des noch in größerer Ausbreitung erhaltenen Tertiärs der Casseler und Homberger Gegend, daß hier die ehemalige Landoberfläche die Gestalt eines stark welligen Hügellandes besessen hat. Es fragt sich danach, ob nicht auch darin die wechselnden Höhenlagen der thüringischen Oligocänkiese zum Teil ihre Erklärung finden, zumal wenn die jeweils in Frage kommenden Schotter von verschiedenen Flußläufen abgesetzt sind. Auf die niederhessischen Verhältnisse Bezug nehmend, möchte ich die Annahme einer gleichmäßig eingeebneten Peneplain doch nicht unbedingt für erforderlich halten, und damit würde dann allerdings die PHILIPPISCHE Auffassung von der größeren Bedeutung postoligocäner Krustenbewegungen in Thüringen ihre Hauptstütze verlieren.

Wenn wir die jüngere Gebirgsbildung bislang in präziserer Weise als „jungtertiär“ oder „jungmiocän“ und nicht nur als „postoligocän“ bezeichneten, so geschah dies in der üblichen Voraussetzung, die sich vor allem auf die älteren Arbeiten v. KOENENS gründet, daß diese jüngere Gebirgsbildung sich in der Tat vor Beginn des Diluviums in der Hauptsache abgespielt hat, wenn auch andererseits nach den älteren Untersuchungen v. KOENENS im westlichen Harzvorlande und den neueren Untersuchungen des Verfassers im Wesergebiet diluviale Störungen stellenweise auftreten.

Nachdem nun aber die Bedeutung solcher diluvialen Krustenbewegungen in anderen Gebieten mehr und mehr betont wird, möchte ich zum Schluß auch dieser Frage noch näher treten, wie sich im Bereiche des hannoversch-hessischen Berglandes die jüngere Dislokationsphase gegenüber dem Diluvium verhält, spricht doch auch PHILIPPI in seinem Aufsätze über die präoligocäne Landoberfläche Thüringens vorsichtigerweise nur von postoligocänen Störungen und läßt es unentschieden, welchem Zeitraum des jüngeren Tertiärs oder Diluviums sie angehören.

Wie bekannt, hat schon früher v. KOENEN <sup>1)</sup> das Alter dieser

<sup>1)</sup> Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 187 ff., f. 1884, S. 44 ff. und f. 1893, S. 68 ff.



Störungen als jungmiocän festgestellt, und zwar zunächst vor allem auf Grund der Lagerungsverhältnisse des Oberpliocäns bei Fulda, das als Absatz in dem bereits vorhandenen Senkungstale erscheint. Kann ich nun auch diese Bezugnahme auf das Fuldaer Pliocän nicht mehr als stichhaltig ansehen, da ich glaube gezeigt zu haben, daß der Fuldagraben gleich den übrigen niederhessischen Gräben in seiner tektonischen Anlage älter, zum mindesten präoligocän ist und seine heutige morphologische Form in der Hauptsache Vorgängen der Denudation verdankt, so trifft dennoch v. KOENENS Altersbestimmung insofern zu, als im südhannoverschen Gebiete von den nachweisbaren tertiären Verwerfungen der verschiedenen Tertiärbecken und Tertiärgräben nicht nur die älteren Diluvialschotter, sondern auch die sie etwa unterlagernden jungpliocänen Schichten unberührt geblieben sind. Das zeigen, um ein Beispiel zu erwähnen, besonders instruktiv vor allem auf Grund neuerer Bohrresultate der Gewerkschaft Karlsfund die Lagerungsverhältnisse des Tertiärbeckens von Bornhausen-Gr.-Rhüden unweit Seesen.<sup>1)</sup> Dort lagern sowohl auf den tief versenkten Braunkohlen und Braunkohlensanden des Miocäns wie auf dem angrenzenden Buntsandstein- und Zechsteinsalzgebirge präglaziale (jungpliocäne) buntfarbige Tone mit eingelagerten Buntsandsteinschuttmassen, die nur in dem bereits vorhandenen Becken, also nach Einsturz des Miocäns zum Absatz gelangt sein können, und darüber die Bildungen der älteren Eiszeit, hercynisch-glaziale Schotter und Grundmoräne. Und auch in dem von jungtertiären Nachschüben betroffenen Leinetalgraben selbst greifen die altdiluvialen Schotter, soweit sie oberflächlich noch vorhanden und an gestörten Lokalitäten auftreten, sowie die vermutlich gleichaltrigen tonigen Flußablagerungen südlich Northeim gleichmäßig über die verworfenen Trias- und Liasschollen hinweg, ohne von diesen Störungen in ihrer Lagerung mit beeinflußt zu sein. Erst in dem östlich angrenzenden Gebiete machen sich diluviale Krustenbewegungen an einzelnen Stellen bemerkbar und sind durch v. KOENEN besonders für das Senkungsgebiet des Denkershäuser Teiches nachgewiesen.

Eine andere Frage ist es, ob sich diese tertiären Störungen nicht vielleicht noch in das ältere Pliocän hinein fortsetzen oder gar stellenweise wie im engeren Gebiete des Wesertals erst zu dieser Zeit eingesetzt haben. Es liegen nämlich die von

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu GRUPE: Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 512—515 u. Profil S. 155.

mir als Altpliocän (vgl. Näheres hierüber S. 296) gedeuteten Höhenschotter der Weser in der Gegend von Höxter und Holzminden, die normalerweise in Höhenlagen von 120—150 m über der Weser auftreten, oft mehr oder weniger tief in die älteren Schichten hinein versenkt, und es wäre möglich, daß dies dieselben Störungen sind, die in den Nachbargebieten, z. B. im Solling das ältere Tertiär, Miocän und Oligocän, verwerfen. Die Dislokationen dagegen, die das ältere Diluvium stellenweise in eine tiefere Lage verschoben haben und sowohl schon früher durch v. KOENEN im westlichen Harzvorlande und neuerdings durch mich im Wesertal festgestellt sind, bilden sicherlich eine neue Art nur vereinzelt auftretender Störungen, die gegenüber den tertiären noch eine weitere Abnahme der Intensität und Verbreitung erkennen lassen und längst nicht die Bedeutung besitzen, wie es neuerdings JAEKEL<sup>1)</sup> vermutet, wenn er auf die Möglichkeit des diluvialen Alters der durch v. KOENEN und seine Schüler über weite Gebiete des nordwestlichen Deutschlands nachgewiesenen postoligocänen Bruchsysteme hindeutet. Diese Bruchsysteme sind jedenfalls nach unseren neueren Ergebnissen in allererster Linie und in ihrem Haupteffekt präoligocän, in geringerem Grade jungtertiär

### 3. Einfluß der Dislokationen auf die Talbildung des Flußsystems der Weser.

Es wurde oben schon ausgeführt, daß die Talbildung des niederhessischen Gebietes, soweit sie sich an die vorhandenen tektonischen Grabeneinbrüche knüpft, auch dort in der Hauptsache nur das Werk jüngerer, z. T. erst postbasaltischer Denudationsprozesse ist. Die Gräben haben nur insoweit die Talentwicklung beeinflußt, als die in ihnen eingesunkenen jüngeren Triasschichten nach der Wiedereinebnung des landschaftlichen Reliefs durch ihre vielfach milde Beschaffenheit und starke Zerrüttung den Wassermassen die Wege wiesen, auf denen diese sich besonders leicht einschneiden konnten. Tektonische Vorgänge haben dagegen bei der Entstehung der heutigen niederhessischen Täler unmittelbar kaum oder nur unwesentlich mitgewirkt.

Ein anderes Verhältnis zwischen Tektonik und Talbildung muß dagegen weiter im Norden im südhannoverschen Bezirke des Wesergebietes obgewaltet haben, da hier, wie erwähnt, die

<sup>1)</sup> JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910, Monatsber. Nr. 11, S. 611.

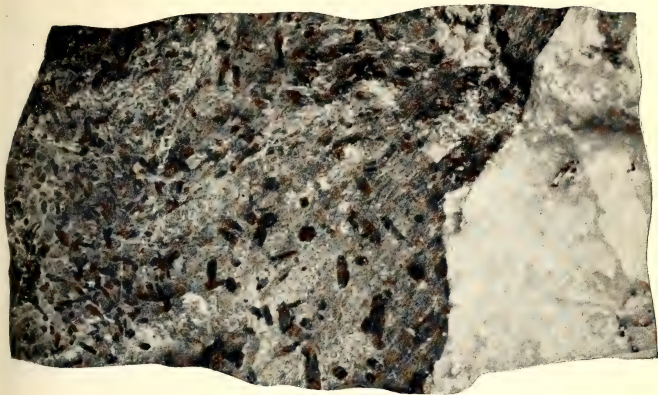


Fig. 1.

Teil einer Quarzader mit besonderer Kontaktzone, in welcher die Cordierite viel größer entwickelt sind als in dem in größerer Entfernung folgenden normalen Gestein. Großer Theumaer Plattenbruch. Natürliche Größe. (Zu S. 180.)

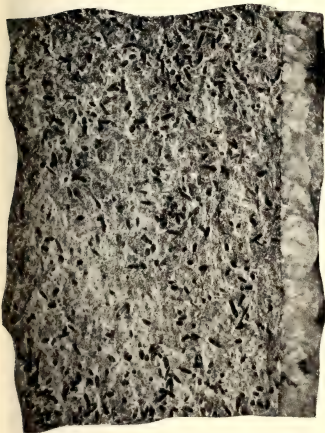


Fig. 2.

Quarzgang mit normalem Fruchtschiefer als Nebengestein. Großer Theumaer Plattenbruch. Natürliche Größe. (Zu S. 181.)

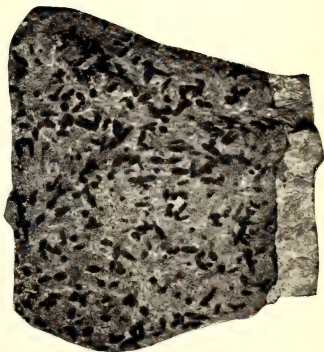


Fig. 3.

Quarzgang mit normalem Fruchtschiefer als Nebengestein. Oberer Tirpersdorfer Fruchtschieferbruch. Natürliche Größe. (Zu S. 205.)





Quarzgang, zu beiden Seiten die abnorm grobkörnige Spezialkontaktzone und weiterhin den Übergang zu normalen Fruchtschiefer zeigend. Talsperrenbau der Stadt Plauen im Geigenbachtale. Natürliche Größe. (Zu S. 196.)









Fig. 1.

Quarzitisch gebändertes Kontaktgestein, spitzwinklig von weißem Quarzgang durchsetzt. Talsperrenbau der Stadt Plauen im Geigenbachtale. Natürliche Größe.

(Zu S. 197.)

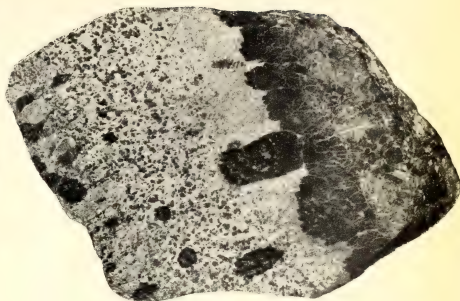


Fig. 2.

Ausbildung des unmittelbaren Kontakts neben pinitführenden Quarzadern. Der Quarzgang ist abgebrochen und rechts nur noch in einigen Resten zu sehen. Talsperrenbau der Stadt Plauen im Geigenbachtale. Natürliche Größe.

(Zu S. 196.)

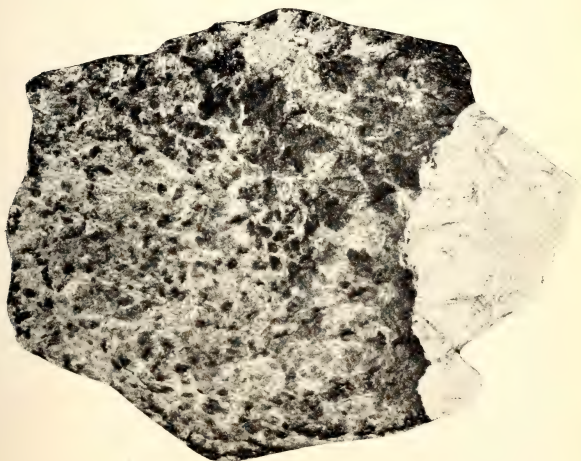


Fig. 3.

Teil einer Quarzader mit besonderer Kontaktzone. Lengenfelder Bahnhof. Natürliche Größe. (Zu S. 209.)





### Erklärung der Tafel XI.

---

- Fig. 1. Mechanisch und vielleicht auch chemisch korrodierter Granat in einer Quarzader. Theuma. Vergrößerung 20 mal. (Zu S. 186.)
- Fig. 2. Neukrystallisationen von Granat in den Quarzadern, schöne Perimorphosen bildend. Theuma. Vergrößerung 20 mal. (Zu S. 186.)
- Fig. 3. Muscovit (hell) und Biotit (dunkel) in eigenartiger Verwachsung kleine Spältchen erfüllend. Theuma. Vergrößerung 20 mal. (Zu S. 188.)
-

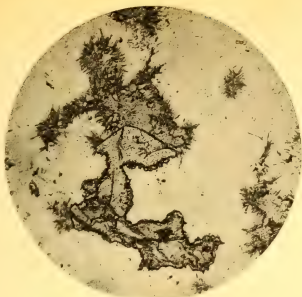


Fig. 1



Fig. 2

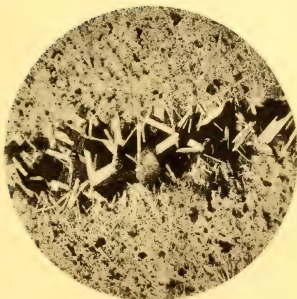


Fig. 3





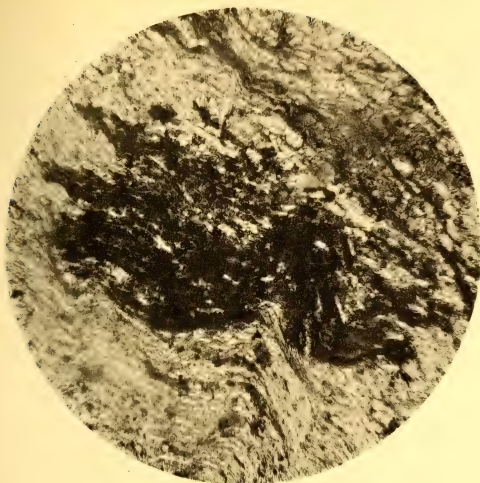


Fig. 1

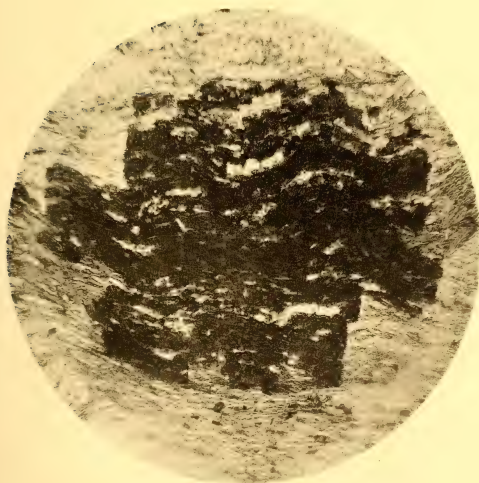


Fig. 2

Fig. 1 und 2. Biotite von gewundener Form. In Fig. 2 wird die Spaltbarkeit sichtbar. Talsperrenbau der Stadt Plauen. Vergrößerung 135 mal (Zu Seite 199 und 237).





### Bemerkungen zu Tafel XIII.

---

- Fig. 1. Polarisirtes Licht. Da sich in der Photographie die Carbonatreste nicht vom Quarz abhoben, wurden sie nach dem mikroskopischen Bilde schraffirt.
- Fig. 2. Polarisirtes Licht.
- Fig. 3. Polarisirtes Licht. In der Photographie wurden Kupferglanz und Malachit fast gleichmäßig schwarz. Nach dem mikroskopischen Bilde habe ich deshalb den Malachit mit Weiß hervorgehoben.
- Fig. 4. Gewöhnliches Licht. Auch hier war es notwendig, den Malachit durch weiße Punktierung hervorzuheben.
- Fig. 5. Polarisirtes Licht.
- Fig. 6. Gewöhnliches Licht.
-

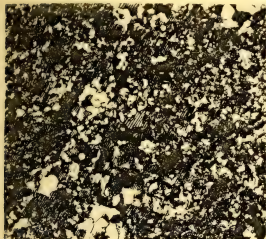


Fig. 1. Karbonat — Quarz — Aggregat = in Verkieselung begriffener Otavi-Dolomit. Das Karbonat ist schraffiert. Vergr. 50 fach.

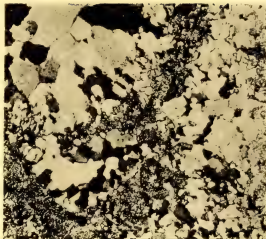


Fig. 2. Aggregate größerer Quarz-individuen von feineren Karbonat-Quarz-Aggregaten umgeben = fast vollkommen verkieselter Otavi-Dolomit. Vergr. 50 fach.

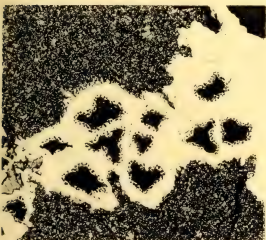


Fig. 3. Vererzter Otavi-Dolomit. Einwanderung von Kupferglanz (schwarz) und daraus entstandenem Malachit (weiß) in Otavi-Dolomit. Vergr. 50 fach.

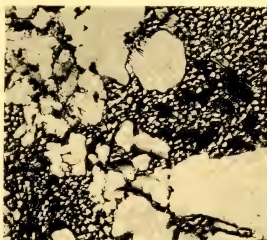


Fig. 4. Kupferglanz (schwarz) und Malachit (weiß punktiert) in der Mitte eines Quarztrums des Dolomits. Kupferglanz, den Grenzen der Quarze folgend, jünger als diese. Vergr. 50 fach.



Fig. 5. Normaler Aplit. Vergr. 50 fach.

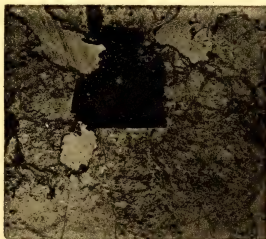


Fig. 6. Kaolinisierter Feldspat des Aplits adsorbiert Malachit (schwarz), Erz mit erzfreiem Quarz. Vergr. 50 fach.







### Bemerkungen zu Tafel XIV.

---

- Fig. 1. Polarisirtes Licht.  
Fig. 2. Gewöhnliches Licht.  
Fig. 3. Gewöhnliches Licht. Da in der Photographie Schwefelkies und Kupferglanz fast gleichmäßig schwarz wurden, mußte Schwefelkies nach dem mikroskopischen Bilde durch weiße Punktierung hervorgehoben werden.  
Fig. 4. Gewöhnliches Licht. Die sich in der Photographie nicht genügend abhebende Zinkblende ist nach dem mikroskopischen Bilde mit Grau hervorgehoben.  
Fig. 5. Gewöhnliches Licht.  
Fig. 6. Polarisirtes Licht.
-

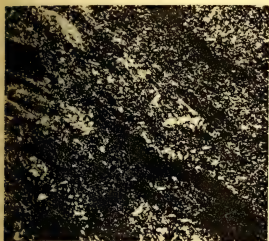


Fig. 1. Felsitporphyrischer Aplit mit Fluidalstruktur  
Vergr. 50 fach.

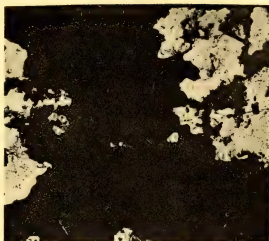


Fig. 2. Kupferglanz (schwarz), Aplit (Reste weiß) fast vollkommen verdrängend.  
Vergr. 50 fach.

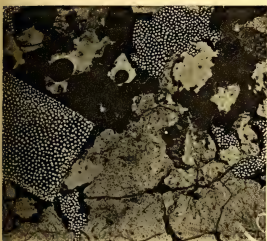


Fig. 3. Kupferglanz (schwarz) zementiert auf Schwefelkies (weiß punktiert) im Aplit.  
Vergr. 50 fach.

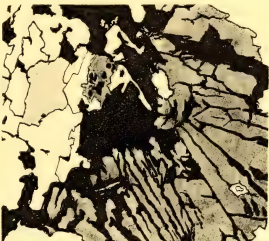


Fig. 4. Zinkblende (grau) bildet Maschenstruktur im Kupferglanz (schwarz). Quarz (weiß) bildet einen Aplitrest.  
Vergr. 50 fach.

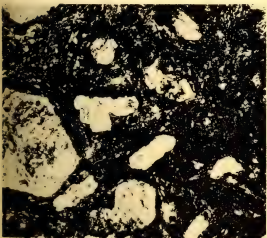


Fig. 5. Olivinkersantit. Größere Olivine (grau bis weiß) in dichter glimmerreicher Grundmasse (dunkel).  
Vergr. 50 fach.

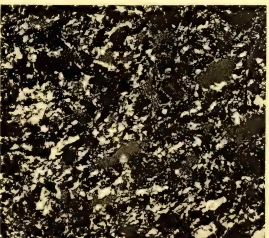


Fig. 6. Feinkörniger glimmerreicher Olivinkersantit.  
Vergr. 50 fach.



# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

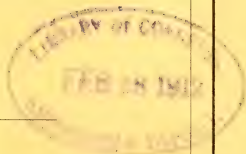
---

## A. Abhandlungen.

63. Band.

III. Heft.

Juli, August, September 1911.



---

Berlin 1911.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit: der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 289—400. Tafel XV u. XVI.

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1911

Vorsitzender:	Herr BRANCA	Schriftführer:	Herr BELOWSKY
Stellvertretende Vor-	" RAUFF	"	BÄRTLING
sitzende:	" WAHNSCHAFTE	"	STREMMER
Schatzmeister:	" ZIMMERMANN	"	FLIEGEL
Archivar:	" EBERDT		

## Beirat für das Jahr 1911

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen,  
C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BELOWSKY tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

**Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.**

**Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.**

**Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.**

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat **Professor Dr. Branca**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.



### Inhalt des III. Heftes.

Aufsätze.	Seite
5. O. GRUPE: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalterruptionen. (Fortsetzung.) . . . . .	289
6. R. WEDEKIND: Klassifikation der Phacopiden. (Hierzu Tafel XV und XVI und 2 Textfiguren.) . . . . .	317
7. A. BUXTORF: Bemerkungen über den Gebirgsbau des nord-schweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weißensteinkette. Zugleich Erwiderung auf die Arbeit von H. GERTH: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weißensteinkette im Schweizer Juragebirge. (Mit 8 Textfiguren.) . .	337
8. R. EWALD: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. (Mit 8 Textfiguren.) . . .	372

(Fortsetzung im nächsten Heft)

---



jungtertiären Krustenbewegungen noch eine größere Rolle gespielt haben und ihnen flächenhafte, die verworfenen Gebirgsschollen wieder einebnende Abtragungen nicht mehr gefolgt sind.

Ich habe in der Dezember-Sitzung 1909 der Deutschen Geologischen Gesellschaft in einem Vortrage „Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten“<sup>1)</sup> näher ausgeführt, daß nach meinen Untersuchungen die Weser sich schon in pliocäner Zeit tief, mindestens bis zu 20 m über der heutigen Talsohle eingeschnitten haben muß, und daß in diesem tief erodierten Tale die altdiluvialen Schotter der Oberen Terrasse in der bedeutenden Mindestmächtigkeit von 60—70 m aufgeschüttet wurden, von der aber heutzutage nur noch wenige Erosionsrelikte an den Hängen in den verschiedensten Höhenlagen übrig geblieben sind. Den Beweis für diese Auffassung lieferten mir speziell im Wesertal jene Schotterreste, die als ununterbrochen zusammenhängende Decke sich noch heute 60—70 m hoch an einzelnen Hängen hinaufziehen, sowie die in Form regelrechter, bis 70 m hoher Kiesberge noch erhaltenen Terrassenschotter bei Hameln und Rinteln, die sich bereits durch Beimengung von nordischem Material auszeichnen, und ich habe aus dieser Zuführung von nordischen Sanden und Kiesen aus den nördlichen vereisten Seitentälern des weiteren geschlossen, daß die Obere Terrasse zeitlich glazial ist und in ihrer Mächtigkeit unter der stauenden Einwirkung des im N heranrückenden ersten (drittletzten) Inlandeises entstanden ist. Auch das Auftreten vorglazialer, pliocäner Schichten tief unten in den Tälern des nordwestlichen Harzvorlandes in der Gegend von Seesen-Gandersheim spricht für das relativ hohe Alter der Talbildung unseres Flußgebietes.

Meinen Ausführungen ist sodann Herr SIEGERT<sup>2)</sup> entgegengetreten, indem er die einheitliche, mächtige Aufschüttung meiner Oberen Terrasse nicht anerkennt, die sporadisch in verschiedenen Höhenlagen auftretenden altdiluvialen Schotterpartien als Reste selbständiger Akkumulationsterrassen auffaßt trotz des vielfach ununterbrochenen Zusammenhanges der Schotterdecken. Wie er sich demgegenüber die einheitliche Ablagerung der bis 70 m mächtigen und in der gleichen Höhenlage auftretenden Terrassenschotter unterhalb Hameln vorstellt, die er ja selbst nicht bezweifelt, habe ich bislang nicht erfahren. Herr SIEGERT begründet seinen Widerspruch vor allem mit der Erklärung, daß,

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Monatsber. S. 470 ff.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Monatsber. Nr. 12, S. 490.

falls meine Annahme zuträfe, noch irgendwo talaufwärts reine einheimische Flußschotter nicht nur in Form von Decken, sondern noch in der angenommenen ursprünglichen Mächtigkeit von 60—70 m sich vorfinden müßten.

Bei meinen Studien über die Dislokationen und Basalte im Gebiete der Fulda und Werra habe ich nun tatsächlich derartige mächtigere Ablagerungen reiner Flußschotter zufällig beobachtet. So findet sich gegenüber Hersfeld auf der rechten Seite des Fuldatales ein über 30 m hoher Schotterrücken<sup>1)</sup>, der in seinem vorderen Teile durch eine haushohe Kiesgrube entblößt ist. Daß aber auch er nur den unteren Teil einer ehemals viel bedeutenderen Ablagerung darstellt, zeigen uns die alten Fuldaschotter auf der gegenüberliegenden Seite südlich Hersfeld, die sich vom Talboden aus 60—70 m hoch an einem durchaus gleichmäßigen Gehänge ununterbrochen hinaufziehen und ihren ganzen Lagerungsverhältnissen nach zum mindesten eine mächtigere Decke bilden.

Noch instruktivere Verhältnisse habe ich sodann im Werratal nordöstlich Vacha<sup>2)</sup> beobachtet. Dort ist in einer Nische des Tales die Obere Terrasse noch sozusagen in ihrer vollen Mächtigkeit von 60—70 m erhalten geblieben. Die Schotter überlagern nicht nur deckenförmig die älteren Schichten, sondern treten in Steilhängen auf und bilden bis zu ca. 70 m hohe, durch mehrere Kiesgruben erschlossene Kiesrücken<sup>3)</sup>, aus denen nur in der Mitte der Ablagerung an einigen wenigen isolierten Punkten ältere Schichten, zumeist Tertiär, heraustreten. Auf der gegenüberliegenden Seite sind dann diese Schotter wiederum nur noch in einzelnen schwachen Resten in verschiedenen Höhenlagen vorhanden, und so zeigt uns gerade dieses Beispiel besonders klar, daß derartige Schotterrelikte in unserem Gebiete nichts weiter sind als die Reste einer ehemals bedeutenden Aufschüttung, nämlich der 60—70 m mächtigen Oberen Terrasse, nicht aber, wie SIEGERT und auch NAUMANN<sup>4)</sup> annehmen, die Reste verschiedener selbständiger Aufschüttungsterrassen darstelle.

Schon die Vorkommen Mastodonreste führender Oberpliocänkiese tief unten in den Tälern bei Fulda sowie im

<sup>1)</sup> Auf Bl. Hersfeld versehentlich als Lößlehm und anstehender Buntsandstein kartiert.

<sup>2)</sup> Vgl. Bl. Vacha der geol. Spezialkarte.

<sup>3)</sup> Besonders bemerkenswert ist die die gesamte Schotterablagerung umfassende starke Bleichung und Kaolinisierung der Buntsandstein-, Porphy- und Granitgerölle, die auf eine ehemalige Bedeckung diluvialer Torfschichten hinweist.

<sup>4)</sup> Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Monatsber. Nr. 12, S. 493.

Werragebiet bei Jüchsen südlich Meiningen<sup>1)</sup> sprechen von vornherein ganz entschieden gegen die SIEGERTSche Auffassung von der späteren, diluvialen Entstehung der heutigen Täler. Wie bereits früher BEYRICH<sup>2)</sup> und v. KOENEN<sup>3)</sup> und neuerdings BLANKENHORN erkannt haben, sind tatsächlich diese Schotter und Sande in situ in den Tälern abgelagert und nicht etwa nachträglich eingesunken. Das beweisen allein schon die den Pliocän-schichten des öfteren eingeschalteten Rötgerölle, die aus den tiefgelegenen Rötschichten des Fulda grabens stammen, und bei der Oberpliocänbildung südlich Meiningen die Chirotherien-sandsteingerölle, welche nur die unten an den Talgehängen austreichenden Chirotheriensichten geliefert haben können.

In dieser Beziehung sind noch andere — von mir bislang nicht erwähnte — jungtertiäre Vorkommen des Werragebietes höchst interessant, von denen z. B. das eine nach BÜCKING in einem Nebental bei Rosa auf dem Blatte Altenbreitungen nahe der Talsohle auftritt und aus Sandsteinschottern, mehrere Meter mächtigen Quarzsanden, sandigen Letten mit kohligem Einlagerungen und bunten Töpfertonen besteht. Während dieses Vorkommen auf der Karte als fragliches Tertiär dargestellt ist, sagt BÜCKING von ihm in den Erläuterungen: „Das Auftreten dieser Bildungen nicht hoch über der Talsohle eines unzweifelhaften Erosionstals, dessen Vertiefung bis zu seiner jetzigen Sohle sicher erst in der Diluvialzeit erfolgt ist, spricht gegen ihre Deutung als Tertiär, so sehr auch die petrographische Ausbildung an dieses erinnert.“ Die danach BÜCKING durchaus zweifelhaft gebliebene Altersstellung der Schichten wird uns nunmehr aber klar, wenn wir die durch nichts begründete Annahme von der diluvialen Entstehung der Täler fallen lassen. Die fraglichen Bildungen sind tatsächlich jungtertiär (oberpliocän) gleich den übrigen in derselben tiefen Lage befindlichen und durch Mastodon-Reste charakterisierten Sanden und Kiesen und wurden in den zu dieser Zeit bereits vorhandenen Tälern abgelagert, in Tälern, die dann in der folgenden Periode des älteren Diluviums die erwähnten mächtigen Schottermassen aufnahmen, von denen z. B. auch wieder im unmittelbar benachbarten Werratal bei Altenbreitungen (vgl. Bl. Altenbreitungen und Schmalkalden) an einzelnen Hängen bis über 70 m hoch ununterbrochen hinaufgehende Schotterdecken hinterblieben

<sup>1)</sup> WALTHER: Über Mastodon im Werragebiet. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1909. S. 212.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. XXVIII, S. 417 u. XXIX, S. 852.

<sup>3)</sup> Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 193—194.

sind. Ähnliche alte, tief unten in den Tälern lagernde Flußbildungen beschreibt BÜCKING auch aus der Gegend von Villmars und Hasselberg (Bl. Helmershausen).

Wenn nun aber schon dieses obere Flußgebiet infolge reiner Erosion eine so frühe, pliocäne Talentwicklung aufweist, so müssen wir sie doch vor allem auch im Unterlaufe der Flüsse erwarten auf Grund des einfachen Naturgesetzes, nach dem im normalen Falle die Täler von unten nach oben wachsen durch rück-schreitende Erosion, nicht aber umgekehrt. Und in der Tat sind ja dann auch talabwärts im Flußgebiete der Leine in der Gegend von Seesen<sup>1)</sup>-Gandersheim<sup>2)</sup> derartige jungpliocäne Ablagerungen z. T. unter altglazialen Bildungen unten in den Tälern noch erhalten geblieben. Das Auffinden der mächtigen altdiluvialen Flußschotter bei Hersfeld und Vacha hat nun aber diese Auffassung weiter in vollstem Maße bewiesen. Die Täler waren bereits am Ausgange der Pliocänzeit bis zu einer gewissen Tiefe, z. T. sicherlich bis zur heutigen Talsohle vorhanden und wurden von den mächtigen Schottern der Oberen Terrasse in der älteren Diluvialzeit aufgefüllt, und erst nach der zweiten bedeutenden Talerosion der ersten Interglazialzeit, die diese mächtigen Schotter bis auf wenige Reste beseitigte, erfolgte unten im Tal die Anlagerung der Mittleren Terrasse und nach weiteren Erosionsvorgängen und nach dem Absatz des Lösses in der jüngsten Diluvialzeit die Aufschüttung der Unteren Terrasse.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit bemerken daß nach einer freundlichen Mitteilung neuerdings auch Herr BLANKENHORN, der Teile des Fuldagebietes speziell untersucht hat, diese meine Auffassung voll und ganz teilt und in seinen neusten Publikationen bereits z. T. zum Ausdruck bringt. Bezüglich der Talbildungen am Teutoburgerwalde ist sodann STILLE<sup>3)</sup> und

<sup>1)</sup> Vgl. GRUPE: Über glaziale und präglaziale Bildungen im nord-westlichen Vorlande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1907, S. 507. Die in diesem Aufsätze noch „präglazial“ genannten Ablagerungen möchte ich nicht nur ihres petrographischen Charakters wegen, sondern auch auf Grund meiner neuesten Ergebnisse, nach denen die unmittelbar hangenden Glazialkiese der ersten (drittletzten) Eiszeit angehören, als Pliocän ansprechen.

<sup>2)</sup> In einer neuen Kiesgrube beim Bahnhofe Gandersheim in letzter Zeit festgestellt in Gestalt mächtiger weißer und gelblicher Quarzsande in Wechsellagerung mit hercynischen Schottern, die aus Quarzit, Quarz und Kieselschiefer bestehen und frei von nordischem Material sind im Gegensatz zu den in höherem Niveau sonst auftretenden hercynisch-glazialen Schottermassen und Mergelsanden der ersten Eiszeit.

<sup>3)</sup> Vgl. Erläuterungen zu Bl. Willebadessen und 3. Jahresbericht des Niedersächs. geol. Ver. 1910, S. XXVIII.



bezüglich der Talbildungen am nördlichen Harzrande SCHRÖDER<sup>1)</sup> zu ganz analogen Ergebnissen gekommen. Überall zeigt sich die nach meinen Untersuchungen für das gesamte Flußsystem der Weser innerhalb des Gebirgslandes charakteristische Erscheinung, daß, abgesehen von den nach meiner Deutung altpliocänen Höhenschottern, die diluvialen Flußablagerungen nur aus höchstens dreiselbständigen Aufschüttungsformen bestehen, aus einer besonders mächtigen, in bereits vorhandenen Tälern abgesetzten und in den nördlicheren Gebieten — infolge Zutritts der Gletscherwässer des ersten Inlandeises — glaziales Material führenden Schotterterrasse des älteren Diluviums (Obere Terrasse), die heute nur noch in spärlichen Erosionsrelikten vorliegt, ferner aus einer weniger mächtigen Schotterterrasse des mittleren Diluviums (Mittlere Terrasse), die heute vielfach noch auf weite Strecken morphologisch deutlich hervortritt, und schließlich in den größeren Tälern auch noch aus einer nur wenige Meter über die heutige Talsohle sich erhebenden, lößfreien Unteren Terrasse, die nach den neusten Beobachtungen das jüngste Diluvium repräsentiert.

Nachdem ich die neueren Beobachtungen kurz mitgeteilt habe, die meine bisherige Auffassung über die Terrassenbildungen des Wesergebietes voll und ganz bestätigen, möchte ich nun eine Erklärung dafür zu geben versuchen, weshalb das Talsystem der Weser gegenüber den näher erforschten Flußgebieten des Rheins und der Saale ein relativ höheres Alter besitzt.

Wenn Herr SIEGERT die beim Studium der Saaleterrassen gewonnenen Anschauungen ohne weiteres auf die Verhältnisse an der Weser zu übertragen sich bemüht, so leitet ihn dabei, wie aus seinem Vortrage „Zur Theorie der Talbildung“<sup>2)</sup> hervorgeht, die rein hypothetische Voraussetzung, daß die Terrassenentwicklung unserer norddeutschen Flüsse in erster Linie gleichmäßig mit Strandverschiebungen zusammenhängt. Wäre diese Annahme richtig, so würde ich Herrn SIEGERT allerdings zustimmen, daß wir dann auch überall in den Tälern den ungefähr gleichartigen Terrassenbau zu erwarten hätten. Ich kann aber diese Theorie in ihrer einseitigen Form nicht als zutreffend anerkennen. Was Herr SIEGERT so ganz und gar nicht berücksichtigt hat, das sind die lokalen tektonischen Vorgänge<sup>3)</sup>, zumal die talbildenden Grabeneinbrüche, die an sich

<sup>1)</sup> Nach freundlicher Mitteilung.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. Bd. 62, 1910, Monatsber. Nr. 1, S. 1.

<sup>3)</sup> Bezüglich des Rheintals weist auf die Bedeutung solcher lokalen tektonischen Vorgänge auch Herr FLIEGEL hin (Geologie des Nieder-

schon einen maßgebenden Einfluß auf die Talentwicklung jedesmal ausgeübt haben müssen, und die des weiteren bei ihrem verschiedenen Alter und ihrer verschiedenen Intensität auch eine ungleichmäßige und ungleichzeitige Talentwicklung in den einzelnen Flußgebieten notwendig bedingen.

Eine derartige in die Talentwicklung eingreifende tektonische Grabenversenkung stellt im Flußgebiete der Weser der Leinetalgraben in der Linie Eichenberg—Göttingen—Einbeck dar. Bereits v. KOENEN hat früher ausgesprochen, daß das Leinetal auf dieser Strecke nicht sowohl durch Erosion als vielmehr durch tektonischen Einbruch mit nachfolgender Auffüllung zustande gekommen ist, und zwar brachte er diese Versenkung mit den Störungen der jungmiocänen Gebirgsbildung in Zusammenhang. Nach unseren neueren und neusten Forschungen<sup>1)</sup> liegt nun allerdings dem Leinetalgraben auch noch ein älterer, präoligocäner Dislokationsprozeß zugrunde. Wir müssen nunmehr annehmen, daß der Leinetalgraben in seiner tektonischen Struktur bereits durch die viel bedeutenderen Dislokationsvorgänge in voroligocäner, wenn nicht in jungjurassischer Zeit gebildet wurde, und daß die jungtertiären Verwerfungen nur die schwachen Nachklänge jener Hauptphase sind, die erst nach Wiedereinebnung der stehen gebliebenen Horstgebiete erfolgten und nunmehr durch die erneuten Schollenbewegungen entlang den alten Leinetalspalten ein tektonisches Tal, einen morphologischen Leinetalgraben schufen. Derselbe ist bis zum heutigen Tage erhalten geblieben, da die morphologischen Gegensätze durch neue, flächenhafte Abtragungen noch nicht wieder verwischt worden sind. Wenn auch von den vorpliocänen Tertiärschichten im Bereiche des Leinetalgrabens nur an einer einzigen Stelle, nämlich bei Moringen, an Verwerfungen gebundenes marines Oberoligocän erhalten geblieben ist, so dürfen wir aus den zahlreichen Tertiärversenkungen des unmittelbar angrenzenden Sollings und aus den auf der anderen Seite am Harzrande auftretenden Tertiäreinbrüchen, bei Bornhausen, Düderode u. a. O., doch den Schluß ableiten, daß in dieser Epoche auch die Störungen des dazwischen gelegenen Leinetalgrabens

rheinischen Tieflandes. Abhandl. d. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67, S. 151—153.)

<sup>1)</sup> GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen usw., a. a. O., S. 612 ff.

STILLE: Das Alter der deutschen Mittelgebirge, a. a. O., S. 277.

Vgl. auch die Ausführungen dieses Aufsatzes auf S. 276 u. 277.

wenigstens in seinem nördlichen Teile eine solche Wiederbelebung erfahren haben. Fast überall in diesen nördlichen Gebieten ist tatsächlich das Tertiär, unbeschützt von Basalt und in tieferer Lage befindlich, an Verwerfungen gebunden, ein Beweis für die noch relativ hohe Bedeutung der jungtertiären Störungen im Bereiche des südhannoverschen Berglandes.

Das fast völlige Fehlen tertiärer Schichten im Leinetalgraben selbst wie überhaupt in den durch jungtertiäre Verwerfungen mitbeeinflussten Triasgräben Südhannovers ist, nebenbei bemerkt, wohl bereits eine Folge älterer Denudationsprozesse, die gleich nach dem Absatze des Miocäns und noch vor dem Ausbruche der Basalte einsetzten und das Tertiär auf weite Strecken zerstörten. Auf derartige ältere Denudationswirkungen weist jedenfalls die ungemein wechselnde Mächtigkeit der tertiären Schichten hin, die benachbarte Basalte, z. B. in der Dransfelder Gegend, unterlagern, und die nicht selten vollständig verschwinden, so daß dann der Basalt dem Triasgebirge unmittelbar aufruht.

Wir werden uns nun den Einbruch des Leinetals vom Ausgange der Miocänzeit an nicht als einen plötzlichen, vielmehr als einen allmählich erfolgenden Vorgang vorzustellen haben, der die Entwässerung des Gebietes einleitete. Es bildete sich eine Urleine heraus, die augenscheinlich schon damals ihren Abfluß nach Norden hin sich suchte und hier in dem Maße jedesmal sich einschnitt, als im Süden der Boden zur Tiefe sank. So erzeugte sich die Leine nach und nach im Anschluß an die Grabenbildung ein Durchbruchstal (Überflußdurchbruch im Sinne PENCKs), das zunächst in der Gegend von Kreiensen im gleichmäßig gelagerten Buntsandsteingebirge verläuft. Das Auftreten kleiner Kreide- und Tertiärschollen im Leinetal bei Freden<sup>1)</sup> und Eime<sup>2)</sup> scheint darauf hinzuweisen, daß auch weiterhin wieder zu dieser Zeit kleine Einstürze erfolgten, die den Prozeß der Talbildung beschleunigt haben werden, wie denn überhaupt die tertiären Einbrüche im Flußgebiete der Leine die talbildenden Vorgänge stark beeinflußt haben dürften. Auch die von Süden her in den Leinetalgraben einmündenden Zuflüsse mußten sich von der stetig in die Tiefe rückenden Erosionsbasis aus rück-

<sup>1)</sup> Vgl. Blatt Freden der Geol. Spezialk. v. Preußen.

<sup>2)</sup> Vgl. v. KOENEN: Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetals bei Alfeld und Elze. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen, Mathem.-physikal. Kl. 1907.

schreitend einschneiden und das Tal allmählich nach S bzw. O zu verlängern.

Man darf vielleicht annehmen, daß im Bereiche des Leinetalgrabens selbst bei diesem Vorgange der Fluß zeitweilig akkumulierte, und als derartige alte Aufschüttungsmassen könnten möglicherweise die 60—70 m mächtigen Schotter zu deuten sein, die die im Leinetal angesetzten älteren Bohrungen der Gewerkschaft Siegfried I südlich Salzderhelden über den eingestürzten Triasschichten angetroffen haben sollen. Doch ist es ebensogut möglich oder wohl noch wahrscheinlicher, daß es sich dabei nur um einen lokalen Einbruch altdiluvialer Schottermassen handelt und daß die Auffüllung der altpliocänen Schotter und die vorausgehende Grabenversenkung in bzw. bis zu einem über der heutigen Talaue gelegenen Niveau stattfand, und daß diese alten Schotter durch die spätere tiefergehende, das diluviale Leinetal schaffende Flußerosion wieder zerstört worden sind. Etwaige künftige Bohrungen im Bereiche des Leinetals werden diese Frage vielleicht entscheiden.

Ich erblicke also in der Leine, bzw. Leine-Aller den eigentlichen Hauptfluß, der die Talentwicklung des Wesersystems einleitete, und der sich im Laufe der Pliocänzeit die Weser tributär machte. Während vom Ende der Miocänzeit bis in die ältere Pliocänzeit hinein der Prozeß der Leinetalbildung vor sich ging, lagerte die Weser noch auf den Höhen in Niveaus von 120—150 m über dem heutigen Flußspiegel ihre Höhenschotter ab — die danach im Leinetal fehlen müssen und nach den vorliegenden Aufnahmen v. KOENENS tatsächlich auch fehlen — und erst nach dem Absatze dieser altpliocänen Höhenschotter muß sie von der Leine-Aller angezapft worden sein. Die natürliche Folge war eine bedeutende Talerosion der Weser, die entsprechend der weit tieferen Lage der Leine so lange wirkte, bis die Weser ihr Normalgefälle wieder erreicht hatte. Außerdem mögen auch die jungtertiären Störungen, die die altpliocänen Höhenschotter der Weser mit ihrer triassischen Unterlage stellenweise in ein tieferes Niveau verworfen und die in dieser Gegend vielleicht erst am Ausgange des Altpliocäns eingesetzt haben, sowie die zu dieser Zeit erfolgende allgemeine Hebung des Wesergebietes den Fluß zur Aufnahme seiner bedeutsamen Erosionstätigkeit mit veranlaßt haben.

Auf diese Weise entstand durch anhaltende, vom Leine-Allertal stetig rückwärts schreitende Erosion in der mittleren Pliocänzeit das Wesertal und weiterhin das Werra- und Fuldataal, und die Stufen und Sockel

an den Talgehängen, die zuweilen den altdiluvialen Schotterresten als Unterlage dienen, sind die Erosionsgebilde dieses in der Pliocänezeit sich einschneidenden Flusses, während — beiläufig bemerkt — die Schotter selbst aus der mächtigen Aufschüttung der altdiluvialen Oberen Terrasse herühren und meist nur die letzten Denudationsrelikte derselben sind, stellenweise wohl auch aus dieser ehemals mächtigen Schotterauffüllung durch die spätere Flußerosion herausgeschnittene Erosionsterrassen darstellen. Ihr Ende erreichte diese erste bedeutende Erosion in der jüngeren Pliocänezeit, und es erfolgte unten auf den Sohlen der tief eingeschnittenen Täler die Ablagerung der oberpliocänen Mastodon-Schichten.

Natürlich waren es in diesem Stadium erst noch unfertige Täler. Es hinterblieben zunächst noch Stromschnellen und Talriegel, die hinter sich zuweilen kleine Seen und Tümpel abschnürten, und die den Geröllmassen keinen weiteren Transport gestatteten. Daraus erklärt sich denn auch die überall wiederkehrende Beschaffenheit der jungpliocänen Schichten. Es sind meist Tone und Sande, stellenweise auch kohlige Ablagerungen, während das gröbere Material vielfach nur aus Schuttmassen besteht, die aus unmittelbarer Nähe stammen. Erst unter dem Einfluß der weiteren Erosionsvorgänge, die diese jungpliocänen Bildungen großenteils wieder zerstörten, entstanden ausgereifte Täler, die nun die mächtigen Geröllmassen der älteren Diluvialzeit aufnehmen. Über die damit einsetzende Terrassenbildung der Diluvialzeit habe ich ja schon an anderer Stelle ausführlicher berichtet. Mit den vorliegenden Zeilen wollte ich versuchen, die ältere Entwicklungsgeschichte des Flußsystems vorzuführen, soweit sie von den jungtertiären Dislokationsvorgängen mit beeinflußt worden ist.

Dieses jungtertiäre Alter der Dislokationen ist es also letzten Endes, das die frühzeitige Talentwicklung unseres Stromsystems bedingt zum Unterschiede beispielsweise vom Rhein. Auch die Talbildung des Rheins ist nach dem heutigen Stande unserer Wissenschaft (SCHUMACHER, LEPSIUS, PENCK, MORDZIOL) zum guten Teil an einen Grabeneinbruch, nämlich den Oberrheintalgraben, und in Verbindung damit an eine gleichzeitige Erhebung des Rheinischen Schiefergebirges gebunden. Aber im Gegensatz zu den Leinetalstörungen haben sich die Senkungen und Hebungen des Rheingebietes aus der Tertiärzeit noch in größerer Intensität in die ältere und mittlere Diluvialzeit hinein fortgesetzt und dadurch die Anlage des heutigen Rheintals geschaffen, und außerdem ist es nach den bisherigen Beobachtungen nicht unmöglich, daß der Oberrheintalgraben wenigstens in



seinem größeren südlichen Teile zur vordiluvialen Zeit überhaupt noch nicht nach Norden hin entwässert wurde. In ähnlicher Weise ist auch die Ausgestaltung des Niederrheintals nach den neueren Untersuchungen von FLIEGEL durch diluviale Krustenbewegungen wesentlich beeinflußt worden.

Wieder anders liegen die Verhältnisse im Saaletal, welches doch wohl als ein reines Erosionstal anzusprechen ist. Der Lauf der Saale und ihrer Nebenflüsse wird nirgends oder doch nicht auf längere Strecken durch Grabenbildungen bestimmt. Wohl treten auch im Saalegebiet einzelne Gräben auf, aber diese durchqueren erstens in hercynischer Richtung den vorwiegend südnördlich gerichteten Lauf der Flüsse, und zweitens sind sie nach den neusten Untersuchungen PHILIPPIS ja auch zunächst einmal von präoligocänem Alter. Irgendwelche jungtertiären Einbrüche hat PHILIPPI an ihnen nicht nachweisen können, und sie dürften wahrscheinlich ebenso wie die benachbarten hessischen Gräben in ihrer heutigen morphologischen Form ausschließlich Erzeugnisse der Denudation sein.

Ich muß es danach für unbegründet halten, daß Herr SIEGERT die von ihm studierten Verhältnisse an der Saale als Norm aufstellt und sie ohne weiteres auf das Weser- und Rheingebiet zu übertragen sucht. Dieser Auffassung ist bereits inzwischen für das Rheintal Herr FLIEGEL<sup>1)</sup> entgegengetreten, und ich glaube mit obigen Ausführungen gezeigt zu haben, daß auch die Entwicklungsgeschichte des Stromsystems der Weser wenigstens in ihrer älteren Phase einen ganz anderen Verlauf genommen hat, als wir ihn von der Saale nach den bisherigen Untersuchungen kennen, und daß sie in hervorragendem Maße an die tektonischen Störungen des Flußgebietes, speziell an den jungtertiären Leinetaleinbruch gebunden ist.

Auch in der älteren Diluvialzeit wirken, wie erwähnt, die Schollenbewegungen noch nach, aber einen nicht minder bedeutenden Einfluß auf die Talbildung gewinnen nunmehr die im N heranrückenden Inlandeismassen zunächst der ersten Eiszeit, deren aufstauender Wirkung ich die mächtige Aufschüttung der altdiluvialen Schotterterrasse (Obere Terrasse) zuschreiben muß, wie ich dies bereits näher erörtert habe. Trifft diese Auffassung zu, so würde man aus der maximalen Höhenlage der altdiluvialen Fulda- und Werraschotter auf eine Mindestmächtigkeit des im N lagernden Inlandeises von 250—300 m schließen können. Denn solange die Eisbarre bestand, die zwar den Flüssen den Weg nicht vollständig ab-

<sup>1)</sup> a. a. O.



schnitt, aber sie doch in ihrem normalen Abflusse behinderte, mußte auch eine Schotterauffüllung der Täler rückschreitend erfolgen.

Wohl wäre es denkbar, daß die darauf folgenden jüngeren Terrassen, die die heutigen Flußtäler oft in weithin erhaltenen, morphologisch deutlich hervortretenden Zügen randlich begleiten, miteinander in Beziehung zu bringen und in ihrer Entstehung auf gemeinsame, regional wirkende Ursachen, wie Strandverschiebungen, zurückzuführen sind. Das würde dann auch vielleicht damit zusammenhängen, daß die lokalen tektonischen Störungen in der jüngeren Diluvialzeit in diesen Gebieten entweder überhaupt zum Stillstand gekommen sind oder in ihrer Intensität erheblich nachgelassen und keinen wesentlichen Einfluß mehr auf die Talbildung ausgeübt haben. Andererseits habe ich gezeigt, daß die der Oberen Terrasse im Weser- und Leinegebiet folgende Mittlere Terrasse zwar in ihrem unteren, vielleicht auch nur in ihrem untersten Teile interglazial ist, aber sich in ihrem oberen Teile durch Führung arktischer Schneckenfaunen (nach MENZELS Bestimmungen) als zeitlich glazial kennzeichnet, und daß danach bei ihrem Absatze, wie schon MENZEL vermutet hat, auch die stauenden Einflüsse des zweiten (mittleren) Inlandeises wieder mitgewirkt haben können, das dann im letzten Stadium bei seinem südlichsten Vorstoße im Leinetal über die Terrasse selbst hinwegschritt und auf ihr zu beiden Seiten des Leinetals bis in die Alfelder Gegend seine Grundmoräne in verschiedenen Resten hinterließ. Wie weit dieses zweite Inlands in die Bereiche des Wesertals vorgerückt ist, in dem nach meinen früheren Ausführungen die südlichsten umfangreicheren Ablagerungen des ersten Inlandeises in Gestalt eines Endmoränenrestes bei Hameln auftreten, ist noch näher zu untersuchen.

#### 4. Einfluß der Dislokationen auf die Basalteruptionen.

##### a) Einleitung.

In seiner Arbeit „Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges“<sup>1)</sup> hat BÜCKING seine Kartierungsergebnisse unter Bezugnahme auf die Resultate anderer Forscher in den Nachbargebieten niedergelegt und dabei in erster Linie Stellung zu der Frage der Abhängigkeit bzw. Unabhängigkeit der vulkanischen Gesteine von präexistierenden Spalten genommen. Sein Endergebnis ist: Die Basalte und

<sup>1)</sup> Beiträge zur Geophysik Bd. VI, 1904, S. 267 ff.

Phonolithe sind im allgemeinen nicht an irgendwelche Spalten gebunden, sondern haben sich ihren Weg durch die Erdrinde selbständig gebahnt, mittels der der eigentlichen Eruption vorausgehenden Dampf- und Gasexplosionen, welche mehr oder weniger regelmäßig zylindrisch gestaltete Durchbruchsröhren, in seltenen Fällen auch schlitzförmige Kanäle in dem Deckgebirge aussprengten. Zeugnis von diesen Explosionsvorgängen geben ihm die bekannten, bereits früher von LEOPOLD v. BUCH und LEONHARD beschriebenen Tuff- und Reibungsbreccien, welche das feste Eruptivgestein einseitig oder mantelförmig begleiten oder auch zuweilen allein auftreten. Von besonderer Bedeutung für seine Auffassung sind BÜCKING jene Reibungs- oder Schlotbreccien, die einem höheren, nachträglich abgetragenen geologischen Niveau entstammende Gesteinsfragmente oder auch ganze Gesteinsschollen einschließen. BÜCKING leitet alle diese Vorkommen von Schichten ab, die noch zur Zeit der Eruption in ihrer ursprünglichen Höhenlage sich befanden, und von denen sich einzelne Brocken oder auch zusammenhängende Schollen beim Durchschlagen der Schlotröhre loslösten, in diese tief hineinsanken und hierselbst zusammen mit der übrigen Tuffmasse oder auch inmitten des nachträglich emporsteigenden Magmas nach Abtragung des hangenden Gebirges erhalten blieben.

Eine ganze Reihe derartiger Vorkommen hat BÜCKING sowohl aus der Rhön wie aus den angrenzenden niederhessischen Gebieten zum Teil an der Hand der vorliegenden geologischen Aufnahmen ausführlicher beschrieben, und sie alle deutet BÜCKING in der angegebenen Weise im Gegensatz zu den älteren Autoren, wie MOESTA, PRÖSCHOLDT, v. KOENEN, BEYSLAG, die in diesen an Basalte gebundenen Schollen jüngerer Trias- und Liasgesteine Einbrüche entlang tektonischen Spalten sahen.

Die neueren Beobachtungen, die BÜCKING in der Rhön und der Verfasser in der Niederhessischen Senke und im Knüllgebirge gemacht haben, zeigen nun aber, daß die maßgebenden Schichtenverwerfungen und die Wiedereinebnung des dadurch geschaffenen Landschaftsreliefs zu einer Peneplain in voroligocäner Zeit sich ereigneten. Die bedeutenderen, flächenhaften Abtragungen sind in diesen Gebieten längst vor Ausbruch der Basalte erfolgt, und es verlangen danach zunächst einmal mindestens jene Basaltvorkommen hinsichtlich ihrer Schlotbildung eine andere als die BÜCKINGSche Erklärung, die dieser alten Denudationsfläche aufsitzen und Gesteinsbruchstücke und Gesteinsschollen führen, welche aus einem bedeutend höheren, heute in der weiteren Umgebung verschwundenen geologischen Niveau stammen.

Für die verhältnismäßig geringen Wirkungen der post-basaltischen Denudationsprozesse sprechen auch die Ergebnisse BAUERS<sup>1)</sup>, der einen großen Teil der niederhessischen Basalte untersucht hat. BAUER hat bei zahlreichen Basaltdecken die noch durch keine Verwitterung beeinflussten Stromoberflächen mit ihrer charakteristischen Struktur festgestellt und schließt auch aus dem sonstigen Fehlen stärkerer Verwitterungserscheinungen, daß die Basalte in der Hauptsache noch jetzt ihre ursprüngliche Ausdehnung und Mächtigkeit haben.

Ich möchte nun zunächst auf Grund meiner Untersuchungen die für unsere Frage besonders in Betracht kommenden Basaltvorkommen der Niederhessischen Senke und des Knüllgebirges näher schildern, aus denen ich bezüglich der Spaltenfrage die entgegengesetzten Folgerungen wie BÜCKING ziehen zu müssen glaube.

#### b) Basalte des Casseler Grabens.

Beginnen wir im Norden mit den Basalten im Innern und am Rande des Casseler Grabens, so haben für uns zunächst jene Vorkommen besondere Bedeutung, deren Tuffbreccien Gesteinsfragmente jüngerer mesozoischer Schichten einschließen.

Schon MOESTA<sup>2)</sup> erwähnt den mitten im Buntsandstein gelegenen Basalt des Fetzberges nordwestlich Philippinental, der zahlreiche Brocken von Liasschiefer und Liaskalken mit Versteinerungen einschließt und der nun auch von BÜCKING als charakteristisches Beispiel angeführt wird.

Auch ich möchte die schwarzen Schiefertone und die grauen Kalkstücke, die der vorzugsweise als Tuffbreccie entwickelte Basalt neben vorwiegenden Buntsandsteinstücken einschließt, für Lias halten, obwohl es mir nicht gelang, Versteinerungen darin aufzufinden.

Nach BÜCKINGS Auffassung würde also dieser inmitten des Buntsandsteins gelegene und von Liasbrocken durchsetzte Basalttuff darauf hinweisen, daß die Krateröffnung des Eruptionsschlotes einstmals in bedeutender Höhe, mindestens um den gesamten Mächtigkeitsbetrag von Röt, Muschelkalk und Keuper, über dem heutigen Niveau des Buntsandsteins gelegen hat.

Nun habe ich aber gezeigt, daß längst vor Ablagerung des Tertiärs und vor dem Ausbruch der Basalte in voroligocäner Zeit die Lias- und Keupereinbrüche des Casseler Grabens und

<sup>1)</sup> BAUER: Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. Sitzungsber. d. Kgl. Akad. d. Wiss. 1900, Bd. II, S. 1032—1034.

<sup>2)</sup> Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 58.

im Anschluß an diese Dislokationen die Abtragung der Randhöhen bis auf die heutigen Buntsandstein- und Wellenkalkschichten erfolgten, und diese neuen Feststellungen dürften meines Erachtens der früheren BÜCKINGSchen Deutung den Boden entziehen. Der Lias kann beim Ausbruch des Basaltes gar nicht mehr in der bedeutenden Höhe über dem Buntsandstein gelegen haben, er teilte mit ihm vielmehr das gleiche Niveau, d. h. er war bereits in einer Spalte inmitten des Buntsandsteins eingesunken gleich den größeren Lias- und Keuperschollen der Casseler Bruchzone, und ich schließe nun umgekehrt, daß gerade diese präexistierende Spalte dem Basalt den Austritt ermöglichte bzw. erleichterte, und zwar gerade an der besonders brüchigen Stelle, an der sich die Spalte zu einem kleinen Liasgraben erweiterte, von dem die einzelnen Liasbrocken zusammen mit den Buntsandsteinstücken beim Ausbruch in die Reibungsbreccie aufgenommen wurden.

Auf eine gleiche Abhängigkeit von Spalten weisen andere Basalte und Basalttuffe südwestlich Altenhasungen und am Sollberge nördlich Burghasungen hin, die inmitten der gegeneinander stark verworfenen Triasschichten liegen, welche die basaltischen Einschlüsse von Buntsandstein-, Muschelkalk- und Keupergesteinen geliefert haben, sowie der schon erwähnte Basalt unmittelbar bei Burghasungen, der mit seinen senkrecht emporstrebenden Säulen der Randspalte des Casseler Grabens aufrucht und gleichmäßig die verworfenen und zuvor wieder eingeebneten Buntsandstein-, Muschelkalk- und Keuperschichten bedeckt. (Vgl. hierzu das Profil in Fig. 1 S. 271).

### c) Basalte im Gebiete von Hersfeld-Rotenburg.

In dem zwischen Hersfeld und Rotenburg sich ausdehnenden einförmigen Buntsandsteinterrain liegen einige Basalte zerstreut, die zumeist mit kleineren und größeren Schollen eingesunkener Röt- und Wellenkalkgesteine in Verbindung stehen und für unsere Frage besonders charakteristisch sind.

Wir beginnen mit dem Basaltvorkommen von Gerterode, das auf Grund der Angaben MOESTAS BÜCKING als Beispiel für seine Auffassung zitiert. Inmitten des Buntsandsteins erblickt man auf der westlichen Seite des Baches steil stehende Wellenkalkschichten, die auf beiden Seiten von zwei Basaltgängen flankiert werden<sup>1)</sup>. Der Basalt selbst besteht großen-

<sup>1)</sup> Die MOESTASche Darstellung auf Bl. Rotenburg ist danach zu berichtigen.

teils aus einer zerreiblichen Tuffbreccie, die von kleinen Brocken und größeren Blöcken von Buntsandstein und Wellenkalk förmlich durchspickt ist, ohne daß diese Einschlüsse eine merkliche Veränderung zeigen. Ein neuer Steinbruch hat in dem südlichen Basaltgänge auch dichtes Gestein erschlossen, das gleichfalls zahlreiche Buntsandsteinstücke enthält.

Die primäre, tektonische Natur dieser eingebrochenen Wellenkalkscholle beweist nun die geradlinige, über 1 km lange Fortsetzung des verhältnismäßig schmalen Grabens auf die andere Seite des Tales, woselbst nunmehr stark geneigte Schichten von Chirotheriensandstein und Röttonen inmitten des flach gelagerten älteren Mittleren Buntsandsteins, aber ohne basaltische Begleiter auftreten <sup>1)</sup>).

Ich folgere somit wieder: Die Wellenkalk-, Röt- und Chirotheriensichten waren bereits eingebrochen, als der Basalt entlang den Grabenrandspalten hochkam und in seine Tuff- und Lavamassen Bruchstücke seiner Umgebung mit hineinriß. Die heutige tiefe Lage der Basaltgänge ist eine Folge der jüngeren Talerosion, die die alte Buntsandsteinhochfläche stark zerschnitten und dabei auch etwaige Basalte abgetragen hat.

Erst in der Umgebung des hochgelegenen Basaltes der benachbarten Haukuppe befinden wir uns auf der alten Peneplain, und auch diesen Basalt sehen wir (auf der Grenze der Blätter Rotenburg und Ludwigseck) an eine präexistierende Spalte gebunden. Die von MOESTA als Unterlage des Basaltes gezeichneten Rötschichten habe ich nicht gefunden. Der Basalt überlagert unmittelbar den Mittleren Buntsandstein. Statt dessen tritt aber nahe dem östlichen Rande des Basaltes, höchstens 100 m entfernt, plötzlich im Buntsandstein eine Wellenkalkpartie auf, deren Längsachse genau auf den Basalt zu gerichtet ist. Bezeichnete nun diese Wellenkalkscholle einen vulkanischen Einbruch (im Sinne BÜCKINGS), entstanden beim Austritt des Basaltes, so müßte sie doch mindestens mit dem Eruptionsschlot in Verbindung stehen. Sie liegt aber isoliert im Buntsandstein und kann nur als Ausfüllung einer den Buntsandstein durchziehenden Spalte aufgefaßt werden, der dann weiterhin der Basalt der Haukuppe aufsitzt.

Größere derartige, als 2—3 km lange Röt- und Wellenkalkgräben entwickelte Spaltenausfüllungen finden sich noch bei Erbsrode und Ludwigseck, von denen aber nur der letztgenannte von zwei Basaltkuppen begleitet wird. Es sei aber auch der andere in gleichem Sinne, nämlich nordnordöstlich gerichtete Graben

<sup>1)</sup> Auch an dieser Stelle treffen also MOESTAS Angaben nicht zu.



von Erbsrode besonders mit erwähnt, da das Fehlen jeglicher Basalte an ihm die Frage von vornherein ausscheiden läßt, daß es sich etwa bei diesen größeren Gräben um vulkanische Einbrüche handeln könnte.

Der Graben von Ludwigseck besteht aus eingesunkenen bunten Rötmergeln, nur an der östlichen Randspalte im nördlichen Teil tritt hart am Buntsandstein eine kleine Partie Wellenkalk <sup>1)</sup> auf, und unmittelbar daran, also auf der Grenze von Mittlerem Buntsandstein und eingestürzten Röt- und Wellenkalkschichten liegen die beiden Basaltkegel von Ludwigseck, die wiederum zum Teil aus Tuffmassen mit Einschlüssen quarzitischer Rötsandsteine bestehen.

Es ist somit die bemerkenswerte Tatsache zu konstatieren, daß — abgesehen von zwei anderen winzigen Basaltvorkommen südwestlich Oberthalhausen und südöstlich Ludwigseck — die wenigen Basalte, die dieses weite Buntsandsteingebiet aufzuweisen hat, gerade an den Stellen sich finden, die besonders stark disloziert erscheinen. Wie die größeren Gräben, so dürften auch diese kleineren Einbrüche von präoligocänem Alter sein, und daraus erklärt sich ungezwungen, daß die eingesunkenen jüngeren Triassschichten im übrigen bereits beim Ausbruch der Basalte abgetragen waren, eine Erscheinung, die der älteren Annahme vom jungtertiären Alter der Einbrüche entgegenstand. Immerhin kommt, von diesem neueren Gesichtspunkte aus betrachtet, die ältere, vor allem von v. KOENEN vertretene Ansicht wieder zu Ehren, daß in solchen Fällen „der Basalt durch einen Graben, zwischen eingestürzten Massen hindurch, emporgedrungen sei“. <sup>2)</sup>

#### d) Basalte des Knüllgebirges<sup>3)</sup>.

Ungemein reicher an Basaltkegeln und ausgebreiteten Basaltströmen ist im Gegensatz zu der eben besprochenen Gegend das westlich angrenzende Knüllgebirge. Über die Basalte dieses Gebietes liegt bereits eine Arbeit von ÖBBECKE <sup>4)</sup> vor, in deren Einleitung der Verfasser kurz angibt, daß „die Verteilung der Basalte in engem Zusammenhange mit den Gebirgsstörungen

<sup>1)</sup> Entgegen der Darstellung MORESTAS.

<sup>2)</sup> v. KOENEN: Über das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1885, S. 71—72.

<sup>3)</sup> Vgl. hierzu Fig. 7 u. Bl. Ludwigseck d. geol. Spezialk.

<sup>4)</sup> Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888.



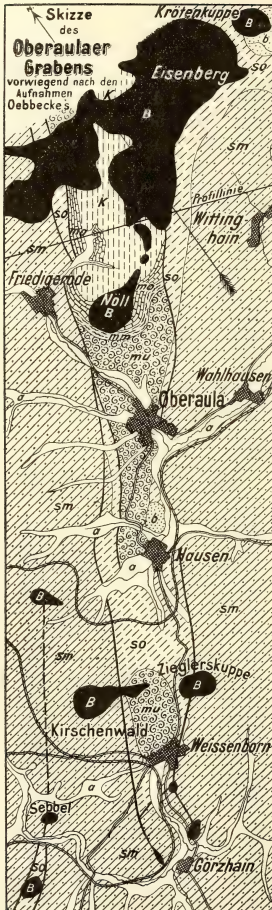
stände“. Diese Beobachtungen ÖBBECKES kann ich nach meinen Untersuchungen nur voll und ganz bestätigen.

Wie schon erwähnt, wird der südöstlich Homberg im Buntsandstein aufsetzende Röt- und Wellenkalkgraben von einer ausgedehnten und zusammenhängenden Basaltdecke begleitet, die ungefähr in ein und demselben Niveau die Röt- und Wellenkalkmassen seines Innern wie über die Randspalten hinaus das angrenzende Buntsandsteingebirge und die dasselbe z. T. bedeckenden Tertiärschichten überkleidet. Nach S zu in der Gegend von Schwarzenborn verschwindet der Graben mit seinen Spalten aber vollständig unter dem mächtigen, die höchste Erhebung des Knüllgebirges bildenden Basaltstrom.

Ihm parallel verläuft in der Gegend von Oberaula ein zweiter Graben auf eine Länge von ca. 15 km, der außer Röt und Wellenkalk in seinem nördlichen Teile auch Mittleren und Oberen Muschelkalk sowie Keuper einschließt und sich durch die reihenweise an seine Randspalten gebundene Anordnung der Basaltkuppen und Basaltdecken auszeichnet. Wegen dieser recht instruktiven Lagerungsverhältnisse habe ich den Oberaulaer Graben, vorzugsweise nach den älteren Aufnahmen ÖBBECKES, in folgender Fig. 7 zur Darstellung gebracht.

Die Randbrüche haben zunächst im S zwischen Weißenborn und Oberaula, wo ihr Verlauf zumal auf der östlichen Seite durch eine Reihe von Quellen angezeigt wird, geringere Verschiebungen bewirkt. Aber nirgends ist, wenn auch die Schichten des Mittleren Buntsandsteins mehr oder weniger geneigt nach dem Graben zu einfallen, eine regelrechte, störungslose Flexur vorhanden. An den wenigen Stellen, wo innerhalb des Grabens der Röt noch von tiefliegendem Chirotheriensandstein unterteuft wird, ist auch dieser gegen den älteren Buntsandstein der Randhöhen abgesunken. Im übrigen fehlen zwischen Röt und Mittlerem Buntsandstein entweder die höheren Schichten des letzteren, Chirotheriensandstein und Bausandstein, oder aber der Röt schrumpft zu einem schmalen Streifen zusammen, und es lagert in unmittelbarer Nähe des Mittleren Buntsandsteins der Wellenkalk. Erst von Oberaula ab nach N läßt der Grabeneinbruch ein bedeutenderes Ausmaß erkennen, vor allem an der östlichen Randspalte, an der der Reihe nach die verschiedenen Schichten der Muschelkalkformation und schließlich auch Kohlenkeuper und Gipskeuper von dem den Mittleren Buntsandstein an dieser Stelle normal überlagernden Röt abgeschnitten werden.

Besonders interessant ist nun dieser Grabeneinbruch durch das gleichzeitige Auftreten zahlreicher Basalte. In der Umgebung von Weißenborn liegen an der östlichen Spalte die Zieglerskuppe



Zeichenerklärung zu Fig. 7.

- sm Mittl. Buntsandstein
  - so Röt
  - mu Wellenkalk
  - mm Mittl. Muschelkalk
  - mo Oberer Muschelkalk
  - k Keuper
  - b Tertiär
  - B Basalt
  - a Alluvium
- Maßstab 1 : 75 000.

und die beiden kleinen Basaltvorkommen zwischen Weißenborn und Görzhain, die von stärkeren brecciösen Tuffmassen mit Röt- toneinschlüssen begleitet werden. Auf der andern Seite liegt unmittelbar auf der besonders gut aufgeschlossenen Randverwerfung zwischen Chirotheriensandstein und älterem Mittleren Buntsandstein eine basaltische Tuffbreccie und weiter nördlich auf der gleichen Randspalte die Basaltdecke des Kirschenwaldes.

Zu ausgedehnteren Strömen entwickeln sich die Basalte im nördlichen Teile des Grabens. Sie greifen hier beiderseits über die Randspalten hinüber und bedecken in ein und derselben Fläche die stark geneigten jüngeren Trias- schichten des Grabens bis einschließlich Gipskeuper und andererseits die Röt- und Mittleren Buntsandstein- schichten des anstoßenden Buntsandsteinmassivs.

Fig. 7.

Außerhalb des eigentlichen Grabens befindet sich sodann inmitten des Mittleren Buntsandsteins der durchschnittlich nur 100 m breite, aber über 1 km lange und dem Graben parallel verlaufende Basaltgang des Holsteinkopfes (vgl. Bl. Ludwigseck). Diese seine Lagerungsform bekundet deutlich, daß auch er mit einer Spalte, und zwar mit einer parallelen Nebenspalte des Grabens in Verbindung steht, und es bildet dieser Basalt ein charakteristisches Beispiel dafür, daß zumal in der Nähe nachweisbar dislozierter Gebiete Eruptionsspalten vorhanden sind, die in keiner Weise als Verwerfungsspalten ausgebildet zu sein brauchen, sondern nur einfache Bruchspalten darstellen und deshalb oberflächlich nicht festzustellen sind. Unter diesen Gesichtspunkten sind noch eine Reihe von Basalten zu betrachten, die in unmittelbarer Nachbarschaft von Gräben auftreten, und zwar in ausgesprochenen Reihen, die diesen Gräben parallel laufen.

Auch die übrigen zu beiden Seiten des Oberaulaer Grabens liegenden Basalte zeigen deutlich eine lineare Anordnung besonders in südnördlicher Richtung, die durch präexistierende Brüche bedingt ist. Darauf weisen jedenfalls die wiederholten Rötteinbrüche hin, die in kleinem und größerem Umfange am Rande der Basalte aus dem Basaltschutt heraustreten und oft als lang sich erstreckende Schollen inmitten des Mittleren Buntsandsteins sichtbar werden (vgl. Fig. 7 links unten). Natürlich brauchen nicht immeran solche Rötversenkungen Basalte gebunden zu sein. So treten z. B. nach ÖBBECKES Angaben in der Fortsetzung der langen, die Basaltkuppe des Sebbel umgebenden Röttscholle, weiter südlich bei Ottrau größere Rötpartien, an der einen Stelle zusammen mit Wellenkalk, auf, und drei kleinere isolierte Vorkommen bunter Röttone im Mittleren Buntsandstein finden sich östlich Oberaula, und zwar auf einer geraden, über 5 km langen Linie. Basalte beobachtet man in diesen Fällen nicht, und es können deshalb auch aus diesem Grunde derartige Vorkommen nur als Ausfüllungen von Spalten gedeutet werden, die in anderen Fällen an solchen verbreiterten Stellen basaltische Magmen haben austreten lassen.

#### e) Sonstige Basaltvorkommen Niederhessens.

Die zuletzt besprochene geradlinige und auf präexistierende Spalten hinweisende Anordnung von Basalten macht sich auch sonst in der Niederhessischen Senke bemerkbar. So bezieht bereits BEYSCHLAG in den Erläuterungen zu Blatt Großalmerode

(S. 32—33) die in einer Reihe aufeinander folgenden Basalte vom „Klotz“, Bilstein, Steinberg und Hirschberg auf eine Spalte, die annähernd parallel dem Lichtenauer Graben verläuft. Vor allem der süd-nördlich, zuletzt mit einem Strich gegen W gerichtete Basaltgang des Hirschberges, der unter dem Basaltschutt bei dem Bergbaubetrieb erschlossen ist und an seinem Nordende unweit der Grube „Hirschberg“ über Tage sichtbar wird <sup>1)</sup>, kennzeichnet die Spaltennatur dieser Linie.

Ist aber schon danach der in seiner jetzigen Form gleichmäßig rundliche Hirschbergbasalt von einer süd-nördlichen Spalte aus gespeist, so dürfen wir in Übereinstimmung mit der Auffassung BEYSLAGS dies um so mehr von der Basaltdecke des Meißners annehmen, die ja noch heutzutage eine deutliche süd-nördliche, dem Lichtenauer Graben parallele Erstreckung besitzt. In der Tat weist ja denn auch der süd-nördliche Basaltgang der „Kitzkammer“ mit seiner horizontalen Säulenabsonderung auf eine solche Eruptionsspalte hin, und ein in gleichem Sinne verlaufender Gang scheint nach UTHEMANN <sup>2)</sup> früher auch am Nordrande des Meißners im Bransröder Bergbaurevier festgestellt worden zu sein. Vielleicht dürfen wir ferner mit UTHEMANN annehmen, daß ebenfalls der südlich folgende, vom Friedrichsstollen durchfahrene „Eruptionsschlot“ MOESTAS als örtlich beschränkter Ausbruch dieser Spalte auftritt, und schließlich ist in allerjüngster Zeit nach Südosten zu im Untergrunde der Casselkuppe wiederum Basalt von größerem Umfange angefahren, an dem das Kohlenflöz abbricht, und der möglicherweise ein neues Gangstück oder einen neuen Eruptionstiel längs ein und derselben Spalte darstellt, wie wir ja auch sonst vielfach beobachten, daß sich ein Gang in eine Reihe einzelner Stücke auflöst. Wie in der Gangspalte des Hirschberges, so hätten wir dann auch in dieser Gangspalte oder diesen Gangspalten des Meißners Nebenspalten zu der dazwischen gelegenen Grabenbruchzone zu erblicken, die mit ihren verstorzten und steil einfallenden Muschelkalkschollen erst am W-Hange des Meißners unterhalb seines ziemlich flach gelagerten Wellenkalkzuges beginnt <sup>3)</sup>.

In einer ausgesprochen geraden Linie liegen ferner die Basalte zwischen Fritzlar und Naumburg, wie schon ein Blick

<sup>1)</sup> Vgl. UTHEMANN: Die Braunkohlen-Lagerstätten am Meißner, Hirschberg und Stellberg. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 7, 1892.

<sup>2)</sup> a. a. O.

<sup>3)</sup> Neuere Aufschlüsse lassen diese Verhältnisse besser erkennen, als sie MOESTA auf dem Bl. Allendorf dargestellt hat.

auf die geologische Übersichtskarte Waldeck-Cassel lehrt, und da diese Linie unmittelbar am Rande des süd-nördlichen Naumburger Grabens mit diesem in gleichem Sinne verläuft, so erscheint auch in diesem Falle die Annahme gerechtfertigt, daß die Basalte an eine parallele Nebenspalte gebunden sind. Auch aus der Gegend südlich Ziegenhain erwähnt BAUER die lineare, nordsüdliche Anordnung einer Reihe von Basaltkuppen.

Bezüglich der bisher besprochenen Basaltvorkommen stehe ich also nicht nur auf dem neuerdings vermittelnden Standpunkte<sup>1)</sup>, daß die vulkanischen Massen oder doch ein großer Teil derselben in ihrer Verteilung abhängig sind von der Tektonik des tieferen Untergrundes der Erdkruste, sondern ich muß annehmen, daß diese Basalte Niederhessens Spalten aufsitzen, die bis an die Erdoberfläche reichen und sich hieselbst durch bedeutendere Verwerfungserscheinungen augenfällig dokumentieren oder nur als einfache, den Grabeneinbrüchen parallel laufende Bruchspalten in Erscheinung treten, die infolgedessen bei Mangel an Aufschlüssen nicht nachzuweisen sind. Daß bei den Grabenversenkungen auch das angrenzende Gebirge in seinem Gefüge gelockert wurde und sich Nebenspalten bildeten, ist ja naturgemäß und schon wiederholt hervorgehoben, ebenso wie die Tatsache, daß gerade solche Nebenspalten auch in anderer Beziehung, wie für Erz- und Wasserführung, gegenüber den Hauptspalten oft die größere Bedeutung besitzen.

Anders jedoch verhält es sich mit denjenigen Basalten, die inmitten der ausgedehnten Tertiärablagerungen der Niederhessischen Senke in der weiteren Umgebung von Cassel einerseits und Homberg andererseits auftreten. Wir haben ja gesehen, daß das niederhessische Tertiär von den bedeutenden, das Triasgebirge durchsetzenden Dislokationen nicht betroffen ist und sich im allgemeinen nur durch geringfügige Lagerungsstörungen auszeichnet, die es bei der in diesem Gebiet allmählich sich abschwächenden jungtertiären Gebirgsbildung erlitten hat. Es erscheint danach von vornherein verständlich,

<sup>1)</sup> BERGEAT: Die Äolischen Inseln. Abhandl. d. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. Bd. 20, 1900, S. 257—260.

HIBSCH: Aufbau des Böhmisches Mittelgebirges. Diese Zeitschr. Bd. 60, 1908, Monatsber. S. 195.

BRANCA: Widerlegung mehrfacher Einwürfe gegen die von mir vertretene Auffassung in der Spaltenfrage der Vulkane. Centralbl. f. Min. 1909, S. 97—113 u. S. 129—135.

LENK: Bemerkungen zu BRANCA'S „Widerlegung“. Centralbl. f. Min. 1909, S. 321—324.



daß in der tertiären Unterlage der Basalte keine Störungen enthalten sind, daß aber die Basalte trotzdem auf Spalten des tieferen triadischen Untergrundes hochgekommen sein können, um dann durch die Decke der lockeren Tertiärmassen hindurch ihren Weg ohne Spalten sich zu bahnen. Auf eine derartige Zerrüttung der tieferen mesozoischen Schichten weisen jedenfalls in der Gegend von Homberg die einzelnen aufgerichteten und gegeneinander verworfenen Schollen von Muschelkalk, Keuper und Lias hin, die stellenweise unter dem bedeckenden Tertiär und Diluvium heraustreten<sup>1)</sup>. Ebenso könnten auch die ausgebreiteten Basaltdecken des Habichtswaldes mit ihren Eruptionsstielen im Liegenden des Tertiärs den Spalten des Casseler Grabens aufsitzen, der ja dort unter die Tertiär- und Basaltmassen untertaucht.

#### f) Basalte und Phonolithe der hessischen Rhön<sup>2)</sup>.

Meine Studien in der Rhön betrafen zunächst in erster Linie jene Basalt- und Phonolithvorkommen (auf den Blättern Kleinsassen und Gersfeld), in deren Umgebung inmitten der älteren Trias, zumeist des Buntsandsteins, kleine Schollen der jüngeren Trias eingesunken liegen, und die von BÜCKING in der bereits angegebenen Weise als Schlotausfüllungen aufgefaßt werden.

Es handelt sich in diesen Fällen zumeist nicht um einzelne von den Tuffmassen umschlossene Gesteinsfetzen, sondern um einheitliche Gesteinsschollen von Wellenkalk und Röt, selten Keuper, die einen Teil des Eruptionskanals ausfüllen sollen und dementsprechend von BÜCKING meist als den Basalt- und Phonolithkuppen eng angeschmiegte, rundliche Schollen dargestellt werden. Ich möchte nun zunächst die fraglichen Vorkommen einzeln schildern und bitte den Leser, meinen Ausführungen an der Hand der genannten BÜCKINGSchen Blätter Kleinsassen und Gersfeld zu folgen:

Am östlichen Buntsandsteinhange des Stellberges treten nach BÜCKINGS Darstellung aus dem Phonolithschutt an zwei Stellen je eine kleine Partie Wellenkalk und Röt hervor. Neuere Aufschlüsse zeigen aber, daß hier am Fuße des Phonoliths eine mindestens 150 m breite und zusammenhängende Scholle vorwiegend von Röt inmitten des Mittleren Buntsandsteins vor-

<sup>1)</sup> Nach den im Archiv der Geol. Landesanst. befindlichen Aufnahmen des verstorbenen Geologen Dr. LANG.

<sup>2)</sup> Vgl. hierzu die jüngst erschienenen Rhönblätter Kleinsassen, Gersfeld, Spahl, Hilders und ihre Erläuterungen.



liegt, die sich nach unten zu allmählich zu verschmälern scheint und — nach den Terrainformen zu urteilen — sich noch weiter am Hange hinunterzieht. Noch besser zutage treten derartige eingesunkene Röt- und Wellenkalkmassen am Südwestfuß der gegenüberliegenden Milseburg am Rande der Phonolithkuppe und lassen eine viel weitere Fortsetzung in der Wiesensenke nach W zu erkennen, als auf der Karte gezeichnet. Vor allem liegen nach meinen Beobachtungen die Schichten nicht in normaler Aufeinanderfolge<sup>1)</sup>, sondern es sind zwei isolierte Küppchen von Wellenkalk, die durch Rötpartien voneinander getrennt werden und zusammen einen mindestens 300 m langen, nach unten hin sich zuspitzenden Graben bilden. In der Fortsetzung dieses Grabens liegt nach BÜCKING auf der anderen Seite der Milseburg, meist von Tuff bedeckt, Röt gegen Mittleren Buntsandstein verworfen und etwas weiter am Engerod Wellenkalk inmitten von Mittlerem Buntsandstein.

Es ist nun auffällig, daß alle diese Vorkommen in einer ziemlich geraden, südwestlich-nordöstlich gerichteten Linie liegen, und daß in der weiteren Fortsetzung zunächst der Schlot von Liebards folgt, der wiederum einheitliche Schollen von Wellenkalk und Röt führt, sodann das kleine Basaltvorkommen bei Eckweißbach und schließlich westlich Aura ein 1 km langer, aber nur durchschnittlich 75 m breiter Rötgraben mit kleinen Phonolithaustritten. Es ist mir vor allem nicht verständlich, daß selbst diese langgestreckte Rötscholle eine Schlotausfüllung sein soll. Ich kann sie nur für einen echten tektonischen Graben halten, ebenso wie auch die Röt- und Wellenkalk-einbrüche am Stellberge, an der Milseburg und bei Liebards. Daß alle diese Vorkommen in einer geraden Linie liegen, bestärkt mich nur in meiner Auffassung, und die durch ältere tektonische Einbrüche bedingte Präexistenz dieser jüngeren Triasschollen wird beim Stellberg und bei der Milseburg außerdem auch dadurch bewiesen, daß diese doch wohl als Decken zu deutenden Phonolithmassen im übrigen oder doch wenigstens in der Nachbarschaft einem Buntsandsteinterrain aufliegen, das zur Zeit ihres Ausbruches nicht mehr von Röt und Wellenkalk bedeckt war, während die kleineren Vorkommen natürlich ebensogut auch abgetragene Schlote und abgetragene Grabenversenkungen darstellen können. In

<sup>1)</sup> Die zwischen Wellenkalk und (doch wohl nur vermutungsweise angegebenen) Chirotheriensandstein gezeichneten Rötschichten bilden ein nur 1—2 mm breites Bändchen und können danach doch wohl nicht den gesamten, 60—70 m mächtigen Röt umfassen. Unter diesem Röt aber folgt in Wirklichkeit unten am Hange wieder Wellenkalk.

jedem Falle handelt es sich nach meinem Dafürhalten um eine tektonische Spalte, die sich stellenweise zu kleinen Gräben erweitert und gerade an diesen besonders dislozierten Stellen den Magmen den Austritt ermöglicht bzw. erleichtert hat. Wenn diese Störung auf den übrigen Strecken sich nicht besonders markiert, so liegt das daran, daß sie hier eine einfache Bruchspalte bildet, oder aber, daß sie eingesunkene Partien von Mittlerem Buntsandstein selbst wieder enthält, die sich bei der gleichförmigen Beschaffenheit des Buntsandsteingebirges nicht stärker bemerkbar machen, während Einbrüche von Röt und Wellenkalk natürlich sofort auffallen müssen. Daß aber entlang dieser Spalte im Mittleren Buntsandstein selbst tatsächlich Lagerungsstörungen vorhanden sind, zeigt der Aufschluß des bereits erwähnten, in derselben Linie liegenden Basaltes von Eckweißbach. Wie in einem Hohlwege zu sehen, fallen die sonst flach gelagerten Schichten des Mittleren Buntsandsteins plötzlich unmittelbar am Basalt steil ein und lassen eine Verschiebung ihrer Bänke erkennen. Auch das Auftreten einer stärkeren Quelle am Rande des Basalttuffs von Liebhardts rechtfertigt die Annahme einer Bruchlinie.

Desgleichen kann ich die auf Blatt Gersfeld in der unmittelbaren Nachbarschaft einzelner Basalte liegenden Röt- und Wellenkalkenbrüchen nur in dem von mir angegebenen Sinne deuten. In der Fortsetzung der dem Basalt angeschmiegtten schmalen Wellenkalkscholle am Wacktküppel südöstlich Poppenhausen beobachtet man in den sonst gleichmäßig flach gelagerten Schichten eines nah gelegenen Bausandsteinbruches eine plötzliche Lagerungsstörung, verbunden mit steilerem Einfallen, und auf genau derselben Linie oder (nach meiner Deutung) Spalte liegen weiter nördlich die drei Basaltkuppen am Lahmenhof, von denen die oberste an ihrem Rande wiederum eingestürzte Wellenkalkschichten sichtbar werden läßt, und weiter in der gleichen Fortsetzung setzt zwischen Rodholz und Tränkhof nach BÜCKING eine Verwerfungsspalte zwischen Röt und Mittlerem Buntsandstein auf.

Die unmittelbar am Rande des Basaltes des Kühküppels bei Poppenhausen gezeichneten Röt- und Wellenkalkschichten ziehen sich regellos miteinander abwechselnd in Wirklichkeit noch viel weiter am Hange, mindestens bis zu einer Entfernung von 200 m vom Basaltrande, hinunter und bilden wiederum einen nach unten zu sich auskeilenden Graben inmitten des Mittleren Buntsandsteins. Die Längsachse dieses Grabens ist ferner genau auf den nördlichen Ausläufer des Heiligenkopf-

Phonolithes gerichtet, der seinem Auftreten nach als ausgesprochener Gang erscheint, und dieselbe Nordsüdlinie trifft auf der anderen, südlichen Seite des Wachtküppels zunächst wieder den Maienstinküppel, an der Kreuzung mit der vorhin erwähnten Kühküppel-Spalte gelegen, sodann das nordsüdlich gestreckte Totenköpfchen, den Basalt des Gr. Nallenberges, der durch seinen in gleichem Sinne gerichteten gangförmigen Ausläufer im N wiederum die Spaltennatur der Linie kennzeichnet, und schließlich den Phonolith des Kl. Nallenberges. Ja, man könnte wohl auch noch die weiter im S folgenden kleinen Basaltkuppen des Hederwaldes auf diese Spalte beziehen.

Es ist also das Zusammentreffen zweier charakteristischer Momente, das mich bestimmt, eine Abhängigkeit der erwähnten Basalte und Phonolithe von präexistierenden Spalten anzunehmen: zunächst das Auftreten von eingesunkenen Schollen jüngerer Triasgesteine, die nach meinen Beobachtungen so oft in gestreckter, grabenartiger Form an die Eruptivgesteine angrenzen, und zweitens die geradlinige Anordnung dieser Vorkommen zusammen mit anderen Basalten und Phonolithen. Besonders schwerwiegend sind für mich dabei die weiteren Erscheinungen, daß z. B. in der Umgebung von Gersfeld die Längsachse dieser eingebrochenen Gesteinsschollen und andererseits die etwa vorhandenen Basalt- und Phonolithgänge stets in der Richtung der betreffenden Linien liegen, die noch dazu den auch von BÜCKING als tektonisch aufgefaßten bedeutenderen Verwerfungsspalten der Nachbarschaft parallel laufen. Vor allem sind es die südnördlich, oft mit einem Strich gegen Osten oder Westen gerichteten Spalten, die auf diese Weise ihr Vorhandensein verraten, und es ist, von diesem Gesichtspunkte aus betrachtet, zum mindesten bemerkenswert, daß auch in den Gebieten der Blätter Spahl und Hilders die Eruptivmassen sowohl in ihrer Verteilung wie in ihrer Lagerungsform so oft eine südnördliche Tendenz erkennen lassen.

Wie die beschriebenen kleineren Einbrüche, so haben auch wohl die größeren Gräben, denen BÜCKING im Gegensatz zu jenen eine tektonische Entstehung zuschreibt, das Aufsteigen der Schmelzflüsse beeinflußt. So überlagern den Graben von Kleinsassen Basalte und Basalttuffe in größerer Ausdehnung, und im Süden erscheint der Phonolith bei Wolfers an die westliche Randspalte gebunden. Desgleichen wird die nördlich benachbarte Grabenversenkung zwischen Ellers und Langenberg an ihren Randspalten von drei Basaltkuppen begleitet, und genau ihr parallel verläuft vom Bahnhof Bieberstein aus über

Wittges eine Linie, auf der eine Reihe von Basaltkuppen, z. T. in Verbindung mit Einbrüchen jüngerer Schichten, Muschelkalk- und Chirotherienschiefer, liegen, und in der ich wiederum nur eine dem genannten größeren Graben gleichwertige, wenn auch weniger bedeutende tektonische und präexistierende Spalte erblicken kann. Warum sollen ferner nicht auch die im Liegenden der größeren Basaltströme in den Triasschiefern auftretenden Verwerfungsspalten (vgl. d. Bl. Hilders und Gersfeld) den vulkanischen Magmen als Austrittswege gedient haben?

Nach alledem kann ich BÜCKING darin nicht zustimmen, wenn er in seiner letzten Publikation<sup>1)</sup> wiederum schreibt, „daß die Eruptivgesteine auf ihrem Weg aus der Tiefe den wirklich nachgewiesenen oder vermuteten Verwerfungsspalten gefolgt seien und sie hier und da erweitert und vertieft hätten, wie man früher annahm, hat sich nicht als richtig erwiesen; im Gegenteil ist es mehr und mehr wahrscheinlich geworden, daß jene Spalten gar nicht bis in die Tiefe niedersetzten, in der sich der vulkanische Herd befinden mag“.

Wie in der Niederhessischen Senke und im Knüllgebirge, so erblicke ich vielmehr auch in dem Auftreten vieler Rhönbasalte und Rhönphonolithe eine deutliche Abhängigkeit der Eruptionen von präexistierenden Spalten, die sich oberflächlich entweder durch bedeutendere Verwerfungserscheinungen kennzeichnen oder nur als einfache Bruchspalten vorhanden sind, deren Verlauf dann aber durch die lineare Anordnung der einzelnen Basalt- und Phonolithkuppen und -gänge zusammen mit kleinen und isolierten Einbrüchen jüngerer Triasgesteine (meist Röt- und Wellenkalk) angezeigt wird. Nach meinen Beobachtungen kann ich jedenfalls diese letztgenannten Schollen eingesunkener Triasschiefer nicht für Schlotausfüllungen im Sinne BÜCKINGS halten, sondern ich sehe in ihnen vorbasaltische Einbrüche entlang tektonischen Spalten gleich den umfangreicheren Triasgräben der Nachbarschaft, und ich komme damit zu dem entgegengesetzten Schluß wie BÜCKING, daß die an diese Triasschollen gebundenen sowie die in derselben Linie liegenden Basalte und Phonolithe präexistierenden Spalten aufsitzen.

<sup>1)</sup> BÜCKING: Die Basalte und Phonolithe der Rhön usw., a. a. O. S. 517.

### g) Über das Wesen des Abhängigkeitsverhältnisses zwischen Eruptionen und Dislokationen.

Wie aber haben wir uns nun das Abhängigkeitsverhältnis zwischen den Eruptionen und Dislokationen vorzustellen? Diese besonders wichtige Frage möge noch zum Schluß näher beleuchtet werden.

Wir haben aus den Lagerungsformen des Tertiärs gefolgert, daß die bedeutenderen niederhessischen Dislokationen von präoligocäнем Alter sind, und haben aus der Tatsache, daß die an diese Dislokationen gebundenen Basalte in ein und demselben Niveau die gegeneinander verworfenen Triasschichten überlagern, den weiteren Schluß gezogen, daß die präoligocänen Störungen bei der jungtertiären Gebirgsbildung im allgemeinen keine Reaktivierung erfahren haben und den Basalteruptionen keine Schichtenverschiebungen und Schollenbewegungen vorausgegangen sein können. Das heißt mit anderen Worten: Es ist nicht nachzuweisen, daß die Spalten vor dem Ausbruche der Basalte sich neu belebt und merklich geöffnet haben. Die Basalte dürften vielmehr auf gleichsam geschlossenen, toten Spalten hochgekommen sein. Wir müssen die Vorstellung aufgeben, daß die Basaltmassen etwa durch zur Tiefe sinkende Schollen ihrer näheren Umgebung emporgepreßt seien, denn die in Frage kommenden Schollenbewegungen der Gräben sind weit älter, präoligocän, und es ergibt sich als Endresultat: die basaltischen Magmen haben sich bei ihrem Aufstiege nach Möglichkeit die besonders morschen und dislozierten Partien der Erdrinde, also die Stellen des geringsten Widerstandes gleichsam ausgesucht, die vorhandenen Spalten der präoligocänen Gebirgsbildung haben den Magmen vielfach die Wege gewiesen, auf denen diese sich nun aber selbständig ihre Eruptionsskanäle schufen. Dieser selbständige Aufstieg des Magmas mag durch die Explosionskraft der vulkanischen Gase wesentlich erleichtert sein, soweit es sich jedoch um echte Gangintrusionen handelt, dürfte das Magma selbst — vielleicht infolge der nach STÜBEL bei der Abkühlung stattfindenden Ausdehnung — die Fähigkeit besessen haben, die Wände der Spalte auseinander zu treiben. In diesem Sinne ist also der von mir gebrauchte Begriff „präexistierende Eruptionsspalte“ zu verstehen. Dabei brauchen durchaus nicht die „Eruptionsspalten“ sich an der Erdoberfläche durch Verwerfungserscheinungen zu kennzeichnen, sondern es sind nicht selten



die den Grabeneinbrüchen parallel laufenden Nebenspalten, die, vielleicht z. T. bald im Untergrunde in die Hauptspalten übergehend, den Magmen als Austrittswege gedient haben.

Die vorgetragene Auffassung deckt sich, beiläufig bemerkt, insofern sehr gut mit den bekannten Experimenten DAUBRÉES über die sprengenden Wirkungen von Explosionsgasen, als diese ja auch stets Spalten und Risse des betreffenden Gesteinskörpers zur Voraussetzung haben. Und daß in der Tat den vulkanischen Gasen unserer niederhessischen Basaltausbrüche eine derartige explosive Kraft innegewohnt hat, dafür möchte ich in Übereinstimmung mit BRANCA und BÜCKING die hier und da auftretenden Tuffkonglomerate und Tuffbreccien als Zeugen ansehen, die zum großen Teil aus lauter einzelnen, den Tuffmassen in regelloser Anordnung eingebetteten Fragmenten der durchbrochenen Triasgesteine bestehen. Nur sind nach meinem Dafürhalten diese Gesteinsbruchstücke bei den niederhessischen Vorkommen nicht, wie BÜCKING annimmt, aus einem damals bedeutend höheren Niveau tief in den Eruptionsschlot hineingesunken, sondern sie entstammen Schichten, die bereits längst vor dem Ausbruche der Basalte einen tektonischen Graben bildeten bzw. eine präexistierende Spalte ausfüllten, auf der später die Eruption erfolgte. Ob aber bei denjenigen Eruptivmassen, bei denen Spalten nicht ohne weiteres nachzuweisen oder anzunehmen sind, die vulkanischen Kräfte ausgereicht haben, das Magma durch eine völlig intakte Erdrinde zu treiben, erscheint mir sehr zweifelhaft. Ich möchte es für ebensogut möglich halten, daß auch in diesen Fällen Risse und Spalten vorliegen, die sich infolge Fehlens merklicher Schichtenverschiebungen der Beobachtung entziehen, belehren uns doch wiederholt unsere Steinbrüche und sonstigen Aufschlüsse, eine wie starke Zerklüftung oft den Gesteinsschichten eigen ist, ohne daß damit irgendwelche Verwerfungen verbunden zu sein brauchen.

Ob ferner die somit von Schollenbewegungen ihrer näheren Umgebung völlig unabhängigen Basalteruptionen Niederhessens nicht vielleicht durch Spannungen der Erdrinde veranlaßt sind, die mit den größeren Tertiärversenkungen der benachbarten Gebiete, wie des Oberrheintals und Mainzer Beckens und andererseits des Leinetalgrabens und der Sollinggräben, in irgendwelcher Beziehung stehen, ist eine weitere offene Frage, die noch der Lösung harret.

Manuskript eingegangen am 10. Dezember 1910.]



## 6. Klassifikation der Phacopiden.<sup>1)</sup>

Von Herrn R. WEDEKIND in Göttingen.

Hierzu Tafel XV, XVI und zwei Textfiguren.

HOERNES und COWPER REED<sup>2)</sup> haben es versucht, die Phacopiden unter sich und mit anderen nahestehenden Gattungen in genetische Beziehungen zu bringen. Wenn auch die von diesen Forschern angegebenen Gesichtspunkte im allgemeinen richtig sein mögen, so sind doch die verwandtschaftlichen Verhältnisse, die die Masse der Formen bieten, welche man als Phacopiden zusammengefaßt hat, weit komplizierter, als sie von REED und HOERNES angenommen werden.

Eine Frage für sich ist die, ob das vorhandene Tatsachenmaterial bereits in solcher Fülle auch aus anderen Ländern vorliegt, daß eine genetische Untersuchung überhaupt möglich ist. Wie man darüber auch denken mag, die einmal vorliegenden Versuche zwingen den, der sich mit der Klassifikation der gleichen Gruppe beschäftigt, auf diese Fragen näher einzugehen, besonders den, den neues Material und die Fortschritte der Wissenschaft zu anderen Anschauungen führen.

Vor der Behandlung der verwandtschaftlichen Verhältnisse ist es notwendig, den Formeninhalt der Gattung *Phacops*, ihr geologisches Auftreten und ihre Verbreitung kennen zu lernen. Also Form, Zeit und Ort!<sup>3)</sup>

### I. Gruppe des *Phacops fecundus* BARR. = *Phacops* s. str. m.

Taf. XV Fig. 1—4 u. 6 und Textfig. 1.

Das Kopfschild der hierhergehörigen Formen ist meist verhältnismäßig kurz. Der Mesooccipital- und Pleurooccipitallobus sind immer durch eine Furche von dem übrigen Teile des Kopf-

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 1. März 1911.

<sup>2)</sup> R. HOERNES: Die Trilobitengattungen: *Phacops* und *Dalmanites*. Jahrb. der K. K. Geol. Reichsanstalt 1880. S. 651. Hier zitiert mit H.  
F. R. COWPER REED: On the Phacopidae. Geological Magazine 1905. S. 172. Hier zitiert mit R.

<sup>3)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie B. B. XIV S. 339 schreibt POMPECKJ: „Außer der Form müssen auch Zeit und Ort die Verbindung zweier Gattungen ermöglichen, wenn dieselben wirklich in genetischen Beziehungen zueinander stehen sollen“.

schildes getrennt. Der Laterallimbus ist häufig obsolet. Die Begrenzung des Kopfschildes vor bzw. unter der Glabella bildet ein schmaler Saum (Frontallimbus), der die Fortsetzung des Laterallimbus darstellt. Vor dem Frontallimbus verläuft eine schmale Furche, die Fortsetzung der Randfurche, unterhalb des Frontallimbus eine etwas breitere, aber ausgeprägte subkranidiale Randfurche, die sich bis in die Hinterecken erstreckt und den Oberteil des Kopfschildes vom Um-

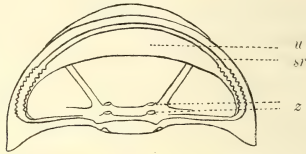


Fig. 1.

Unterseite eines Kopfschildes von *Phacops* s. str.

*u* = konkave Umschlagplatte, *sr* = subkranidiale Randfurche, *z* = tief in den Kopfschildhohlraum vorzuspringende Zapfen (Röhren).

schlag trennt. Der Umschlag bildet eine  $\pm$  stark nach außen konkave Platte, deren hinterer Abschnitt etwas stärker abwärts gebogen ist.

Die Glabella ist hochgewölbt und über den Frontallimbus meist nur wenig vorgestülpt. Ihr hinterer Teil ist durch die in der Mitte zusammentreffenden hinteren Seitenfurchen gänzlich abgeschnürt. Die mittlere und vordere Seitenfurche sind demgegenüberganzschwach und zuweilen gänzlich verschwunden; die vordere besteht meist aus zwei Abschnitten. Die Augen sind groß und reichen fast immer bis zum Hinterrande. Ihre Achse (mit Augenachse wird hier und später die Linie bezeichnet, welche Vorder- und Hinterecke des Auges verbindet) bildet mit der Dorsalfurche immer einen relativ großen Winkel.

Die Thorakalsegmente zeigen meist keine Knoten an den Seiten der Spindelringe. Über *Ph. fecundus* finde ich bei BARRANDE die Bemerkung (BAR. I S. 514), daß bei einzelnen Formen Knoten vorhanden sind. Die von BARRANDE abgebildeten Arten zeigen jedenfalls keine Knoten. Auch bei NOVAK findet sich hierüber keine Bemerkung. *Phacops Ferdinandi* KAYS. scheint eine zu dieser Gruppe gehörige Form mit Seitenknoten zu sein, doch konnte ich an keinem Exemplare bisher die Unterseite sehen, sodaß die Stellung dieser Form noch fraglich ist.

Amerikanische Exemplare (*Ph. cf. rana* von Ontario falls) erlauben auch einige Einzelheiten der Innenseite zu erkennen. Einige vorzügliche Exemplare verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. POMPECKJ. Zunächst ist bei diesen Exemplaren der Umschlag des Kopfschildes recht kurz im Verhältnis zu dem der europäischen Exemplare. Der hintere stärker abwärts gebogene Abschnitt fehlt ganz.

Auf der Innenseite im Hohlraum des Kopfschildes sieht man die Dorsalfurchen als kräftige schmale Leisten ins Innere vorspringen. Ebenso bilden auch die hinteren Seitenfurchen und die Mesoccipitalfurchen kräftige Leisten. Ihre äußersten seitlichen Teile ragen als Röhren tief in den Kopfschildhohlraum hinein. An ihren unteren Enden sind sie meist abgebrochen. An diesen Zapfen waren wohl zwei Extremitätenpaare befestigt. Die beiden vorderen Seitenfurchen heben sich im Innern nicht von der Wand des Kopfschildes ab.

Mit dem Kopfschild ist durch besondere Gelenkfläche das vorderste Thorakalsegment verbunden und die Thorakalsegmente wiederum miteinander wie mit dem Pygidium. Die Gelenke liegen in der Verlängerung der Dorsalfurchen an den Pleurotergiten. Sie sind bei Phacopiden so angeordnet, daß bei jedem Thorakalsegment die Gelenkpfanne hinten, der Gelenkkopf vorn gelegen ist. Hierin besteht ein Gegensatz zu den Asaphiden, bei denen BRÖGGER gerade das Umgekehrte beobachten konnte. Gleich neben dem Gelenkkopf beginnt eine Gelenkrinne am Vorderrande des Tergitum, die sich bis zu der Stelle erstreckt, wo das Pleurotergite abwärts geknickt ist. In ihr gelenkt eine Gelenkleiste, die eine entsprechende Lage am hinteren Abschnitte eines jeden Segmentes hat (vergl. Tafel XV, Fig. 3)<sup>1)</sup>.

Jedes Thorakalsegment trägt dann wieder unter der Dorsalfurchen röhrenförmige Zapfen. Im Gegensatz zu JAECKEL muß ich annehmen, daß hier die Extremitäten befestigt waren, wie dies bereits früher v. KOENEN beschrieben hat. Eine Verallgemeinerung der von JAECKEL an *Ptychoparia striata* EMMR. beobachteten Verhältnisse erscheint mir nach meinen Beobachtungen bedenklich und nur bei ganz platten Formen möglich<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Bei einzelnen Exemplaren von *Calymene* konnte ich Gelenkleisten am vorderen Abschnitte des Pygidium feststellen.

<sup>2)</sup> Auf die Streitfrage über die Bedeutung der Seitenfurchen kann ich hier nur kurz eingehen. BARRANDE und JAECKEL deuten die beiden getrennten Abschnitte der vorderen Seitenfurchen als selbständige Seitenfurchen, zählen bei *Phacops* also 4 Seitenfurchen, während HOERNES (H 656) sie als Teilstücke der vorderen Seitenfurchen auffaßt und somit

<i>Ph. Boeckii</i> CORDA.	<i>Ph. Ferdinandi</i> KAYS.
<i>Ph. fecundus</i> BARR.	<i>Ph. Munieri</i> BERG.
<i>Ph. breviceps</i> BARR.	<i>Ph. Rouvillei</i> BERG.
<i>Ph. intermedius</i> BARR.	<i>Ph. rana</i> GREEN.
<i>Ph. signatus</i> BARR.	<i>Ph. cacapona</i> HALL.
<i>Ph. Escotti</i> FRECH.	<i>Ph. cristata</i> HALL.
<i>Ph. supradevonicus</i> FRECH.	<i>Ph. logani</i> HALL.
<i>Ph. Koeneni</i> HOLZAPF.	<i>Ph. bufo</i> HALL.
<i>Ph. hyla</i> HOLZAPF.	<i>Ph. nupera</i> HALL.
<i>Ph. Schlottheimi</i> BRONN.	<i>Ph. hudsonicus</i> GIRTJ.

## II. *Trimerorophalus* MC. COY.

Im Oberdevon sind Phacopiden z. T. sehr verbreitet, meist kleinere Formen, welche in hervorragender Weise durch die Kleinheit oder das Fehlen der Augen ausgezeichnet sind. DREVERMANN<sup>1)</sup> hat die hierhergehörigen Arten, die vordem nur ungenau bekannt waren, in vorzüglicher Weise beschrieben und abgebildet, ohne aber das Verhältnis dieser Formen zu der alten Gattung *Trimerorophalus* richtig erkannt zu haben. Es liegen mir eine ganze Reihe guterhaltener Exemplare vor, bei denen von Augen keine Spur mehr vorhanden ist. Der Gesamthabitus des Kopfschildes gleicht in auffallender Weise der *fecundus*-Gruppe.

Den Vorderrand des Kopfschildes begrenzt ein meist schmaler,  $\pm$  flacher Limbus, der unter der Glabella als feine Leiste hindurchsetzt. Auch die subkranidiale Randfurche ist in der gleichen Weise ausgebildet wie bei *Phacops* s. str. Die Glabella ist meist als dreieckige Schnauze über den Frontallimbus vorgestülpt. Die Seitenfurchen bilden nur ganz kurze,

nur drei Seitenfurchen zählt. JAECKEL (diese Zeitschr. Bd. 53) nimmt an, daß an den Seitenfurchen auf der Innenseite die Kopfextremitäten und an der vierten von hinten, nach seiner Zählung, die Antennen ansetzen. Das ist nun m. E. deshalb unmöglich, weil bei vielen Phacopiden der Umschlag sich sehr weit nach hinten ausdehnt, noch über die vorderen Seitenfurchen hinaus. Dadurch würden die an den vorderen Seitenfurchen befestigten Extremitäten ganz innerhalb des Kopfschildes liegen. Das ist zumal bei der großen Tiefe des Kopfschildes unverständlich.

Die Teilung der vorderen Seitenfurche ist lediglich als ein Zerfall anzusehen. Dieser Zerfall mußte eintreten, weil die Seitenfurchen durch die starke Wölbung der Glabella und die große Ausdehnung des Umschlages ihrer Funktion als Träger der Extremitäten verlustig gingen. Deshalb ist die Zweiteilung der vorderen Seitenfurche ein ganz nebensächlicher Charakter und für die Systematik ohne Bedeutung.

<sup>1)</sup> DREVERMANN, Jahrbuch der K. Geol. Landesanstalt XXI. 1906.

nach außen stark vertiefte Gruben. Die Gesichtsnähte schließen ein nur sehr kleines dreieckiges Wangenstück ein.

Ihrem äußeren Habitus nach entsprechen diese Formen ganz der *fecundus*-Gruppe, von der sie sich lediglich durch minimal kleine Augen unterscheiden. Nur dadurch ist die Gattung (besser Untergattung) *Trimercephalus*, welche Mc. Coy<sup>2)</sup> für MÜNSTER'S *Ph. laevis* aufgestellt, charakterisiert.

GÜRICH und mit ihm DREVERMANN (a. a. O. S. 117) haben diese Gattung anders aufgefaßt, indem sie für die Gattung hauptsächlich als Kennzeichen den spitzeren Winkel angeben, den die Dorsalfurchen einschließen. Auch *Ph. Volborthi* BARR. würde nach dieser Auffassung zu *Trimercephalus* zu stellen sein. Die Phacopiden mit geringer Entwicklung oder fehlenden Augen (darunter auch *Ph. laevis*), für die Mc. Coy die Gattung *Trimercephalus* aufgestellt hat, werden nun von jenen Autoren ausgeschlossen und der Gattungsname auf die *Volborthi*-Gruppe (s. später) übertragen. Ich kann mich nun einmal deshalb schon GÜRICH und DREVERMANN hierin nicht anschließen und sehe anderseits in einem  $\pm$  spitzen Winkel keinen geeigneten Gattungscharakter. Man würde dann auch beispielsweise *Ph. fecundus* var. *degener* BARR. (BARR. I. Spplt. Taf. 13 Fig. 1) hierherstellen können. Diese Form aber von *Phacops* s. str. zu trennen, erscheint mir doch zu gewagt.

Deshalb behalte ich die Gattung *Trimercephalus* bei für die Formen vom Charakter der *fecundus*-Gruppe, die durch extrem kleine Augen ausgezeichnet sind. Eine scharfe Definition würde man dann erhalten, wenn man diese Gattung auf die Formen beschränkt, bei denen sich die kleinen Augen nicht über das Niveau der Wangen erheben oder ganz fehlen.

Somit umfaßt *Trimercephalus* u. a. folgende Formen:

*Tr. cryptophthalmus* EMMR. (DREV). = *laevis* MÜNST.

*Tr. granulatus* MÜNST.

*Tr. caecus* GÜRICH.

*Tr. sulcatus* DREV.

*Tr. brevissimus* DREV.

*Tr. anophthalmus* FRECH.

*Tr. Lotzi* DREV.

? *Tr. miserrimus* DREV.

<sup>2)</sup> Mc. Coy: On the Classification of some British Crustacea. Mag. of Nat. Hist. London 1849. vol. IV. 2. Ser.

### III. Gruppe des *Phacops Bronni* = *Reedia* n. g.

Der *fecundus*-Gruppe stehen morphologisch diejenigen Formen nahe, die hier als *Reedia* zusammengefaßt werden sollen. Das Kopfschild hat einen ähnlichen Umriß wie bei den Formen der *fecundus*-Gruppe. Occipitalsegment und Occipitalfurche und Limbus sind ganz ähnlich ausgebildet. Unterschiede finden sich nur in der vorderen Region des Kopfschildes. Zunächst wird der Frontallimbus von einer feinen und oft ganz fehlenden Leiste gebildet. Die subkranidiale Randfurche

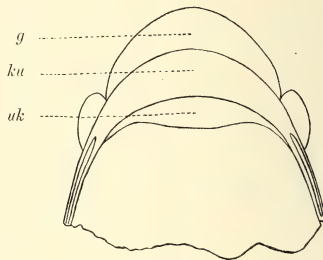


Fig. 2.

Unterseite eines Kopfschildes von *Reedia* (n. BARRAUDE).

*g* = Glabella, *ku* = vorderer konvexer Teil des Umschlages, *uk* = hinterer konkaver Teil des Umschlages. In den Hinterecken sind die Reste der subkranidialen Randfurche zu sehen.

fehlt unterhalb des mittleren Kopfabschnittes immer vollständig, nur in den Hinterecken finden sich Andeutungen einer ähnlichen Furche (Textf. 2). Der Umschlag schließt sich also ohne Unterbrechung an, in seinem größeren vorderen und mittleren Abschnitte zunächst stark konvex (bei *Phacops* s. str. konkav), in seinem hinteren, kleineren Abschnitte stark nach unten konkav. Der Umschlag nimmt an der Gesamtwölbung der Glabella teil und geht ohne Unterbrechung in diese über.

Die Glabella selbst ist meist in Form einer dreieckigen Schnauze stark über den Frontallimbus vorgestülpt. Die Augen sind bei allen hierher gehörigen Formen  $\pm$  stark verkürzt. Sie ruhen wie bei der *fecundus*-Gruppe auf einem Augendeckel und sind nach vorn und seitwärts gerichtet. Es findet sich inner-



halb dieser Gruppe dasselbe Verhältnis zwischen groß- und klein-  
 äugigen Formen wieder, wie es oben zwischen *Phacops* und  
*Trimercephalus* festgestellt ist.

Die Spindelringe des Thorax tragen kräftige Knoten.

*Reedia cephalotes* CORD.

„ *Sternbergi* CORD.

„ *Bronni* BARR.

#### IV. Gruppe des *Ph. Glockeri* = *Glockeria* n. g.

*Ph. bulliceps*, *trapeziceps* und *Glockeri* (vgl. BARR. I. T. XXII)  
 bilden morphologisch einander sehr nahestehende Formen, die  
 einmal durch die große Platttheit des Körpers und auch da-  
 durch ausgezeichnet sind, daß der Frontallimbus vor und nicht  
 unter der Glabella liegt. Die Glabella erhebt sich nur sehr  
 wenig über das Niveau der Wangen und ist nicht über den  
 Vorderrand des Kopfschildes vorgestülpt. Die drei Seiten-  
 furchen der Glabella sind nur zum Teil deutlich zu erkennen,  
 die vordere ist bald zusammenhängend, bald zweiteilig. Die  
 hintere Seitenfurche schneidet um ein Drittel der Glabellabreite  
 tief in die Glabella ein. Der Abschnitt der Glabella, der  
 zwischen Mesoccipitallobus und hinterer Seitenfurche liegt, ist  
 bei einzelnen Formen (*bulliceps*) soweit reduziert, daß der vor  
 der hinteren Seitenfurche liegende größere Glabellaabschnitt  
 wie auf einem Stiele sitzt.

Die Augen, meist groß, beginnen nicht wie bei den  
*Phacopiden* der ersten bis dritten Gruppe in der von der  
 Dorsal- und Randfurche gebildeten Ecke, sondern liegen weiter  
 rückwärts. Ihre Augennachse bildet mit der Dorsalfurche einen  
 meist sehr kleinen Winkel. Der Umschlag bildet eine schmale,  
 ebene Platte, die in ihrem hinteren Abschnitte konkav wird.  
 Eine subkranidiale Randfurche fehlt (vgl. BAR. I. T. XXII F. 20).

*Glockeria trapeziceps* BARR.

„ *bulliceps* BARR.

„ *Glockeri* BARR.

#### V. Gruppe des *Phacops Volborthi* BAR.

= *Denckmannia* n. subgen.

BARRANDE (BARR. I. T. XXIII) hat die namengebende Art  
 bereits genau beschrieben und abgebildet, so daß ich nur die  
 Punkte zu berühren brauche, die für unsere Betrachtungen von  
 Wichtigkeit sind. Das halbkreisförmige Kopfschild wird von

einem Limbus gänzlich begrenzt. Die einzelnen Abschnitte des Kopfschildes, namentlich die Glabella, sind sehr schwach gewölbt. Sie ist über den Frontallimbus nicht vorgestülpt. Die vorderen und mittleren Seitenfurchen sind sehr schwach ausgebildet, während die hinteren jederseits um ein Drittel der Glabellabreite tief in die Glabella einschneiden. Eine nur schwache Depression verbindet diese beiden seitlichen Abschnitte in der Mitte.

Die Augen sind minimal klein und erheben sich nicht über das Niveau der Wangen.

*D. Volborthi* BARR.

*D. miser* BARR.

*D. fugitivus* BARR.

## VI. *Pterygometopidella* n. subgen.

Die Phacopidenfauna Gotlands, die bisher leider noch sehr wenig bekannt ist, hat ihre besonderen Eigenheiten. Im Göttinger Geol. Museum befinden sich zwei Exemplare aus dem c-Mergel, die von LINDSTROEM selbst als *Ph. quadrilineata* bezeichnet sind. Die Gestaltung der Glabella ist (vgl. unsere Taf. XV Fig. 9) deshalb sehr auffällig, weil sie am Vorderrande jederseits in einen Seitenlappen ausgezogen ist, der in den Laterallimbus übergeht. Dieser Seitenlappen wird durch die Gesichtsnaht von der Glabella getrennt. Dort wo die Augen die Glabella seitlich umfassen, ist diese ebenfalls in Seitenlappen ausgezogen. Die Glabella selbst ist ganz flach. Das sind nun aber alles Charaktere die keineswegs phacopidenhaft sind, sondern solche, die in hervorragender Weise die Gattung *Pterygometopus* SCHMIDT auszeichnen, Formen des Balticums. FR. SCHMIDT gibt als wichtigsten Charakter für *Pterygometopus* an (Revision der ostbalt. silur. Trilobiten I. S. 62): „ — — — bei *Pterygometopus* der Frontallobus seitlich in den verdickten Randsaum übergeht (bisweilen allerdings von der eingeschnittenen Gesichtslinie unterbrochen) oder wenigstens über die Gesichtslinie hinausragt.“ Um die nahe Verwandtschaft dieser Gotländer Form zu *Pterygometopus* zum Ausdruck zu bringen, stelle ich für diese Form die neue Untergattung *Pterygometopidella* auf.

Aber auch *Phacops* s. str. ist auf Gotland in einigen Exemplaren vertreten, die von großer Bedeutung für einzelne obersilurische Gebiete Mitteldeutschlands sind. ANGELIN bildet in seinem berühmten Werke *Palaeontologica Scandinavica* T. IX

F. 3 u. 4 (non 4 a) als *Ph. granulosa* ANG. und *Ph. breviceps* ANG. zwei Formen ab, die sich von *Phacops* s. str. dadurch unterscheiden, daß die hinteren Seitenfurchen in der Mittellinie nicht zusammentreffen, und auch die beiden anderen Seitenfurchen noch relativ kräftig ausgebildet sind. Die Hinterecken des Kopfschildes laufen bei *breviceps* in kurze Spitzen aus und vermutlich auch bei der anderen Art. Die Glabella ist keulenförmig und überragt den Frontallimbus bei *breviceps* beträchtlich, bei *granulosa* ANG. weniger stark. Bei *granulosa* liegen die Augen mitten auf den Wangen, bei *breviceps* vorn neben der Glabella.

Im **Kellerwald** treten nun Formen auf, die morphologisch ganz dem *Phacops breviceps* entsprechen. Sie sind auf unserer Tafel XV abgebildet. Ich nenne sie *Ph. Pompeckji* (F. 7) und *Ph. elegantulus* (Fig. 5). Diese Formen sind wie der Gotländer *breviceps* ANG. durch kurze Wangenstacheln ausgezeichnet. Die Glabella ist keulenförmig und überragt den Frontallimbus beträchtlich. Die Augen liegen wie bei *breviceps* ANG. ganz nahe am Vorderrande. Die Seitenfurchen schneiden weniger tief in die Glabella ein, und das hintere Paar ist in der Mitte der Glabella verbunden, wird aber dort sehr undeutlich. Es gibt keine andere *Phacops*-Art, mit der diese Kellerwaldformen ähnliche nahe Beziehungen aufweisen, abgesehen vielleicht von *Ph. elegans* SCHM. In Böhmen fehlen derartige Formen im Silur und Devon vollständig! Das ist umso auffälliger, weil *Phacops* s. str. unabhängig von der Facies ist<sup>1)</sup>.

### Verbreitung, Lebensweise und Stammesgeschichte der Phacopiden.

Eine vollständige Liste der Phacopiden werde ich erst in meiner Monographie der Silur-Fauna des Kellerwaldes geben. In der folgenden vorläufigen Zusammenstellung (Tabelle I) sind nur die Angaben berücksichtigt worden, die durch Abbildungen belegt sind.

Aus dem Obersilur Nordamerikas beschreibt HALL 1852 (Pal. N. Y. Vol. II) *Phacops trisulcatus*. Es handelt sich bei diesem wie bei anderen von BILLINGS beschriebenen Formen wohl kaum um Phacopiden. Sollte sich durch genauere Untersuchungen bestätigen, daß in Nordamerika auch im Obersilur schon Phacopiden vorhanden sind, so ist das keineswegs auf-

<sup>1)</sup> Siehe Fußnote Seite 334.

Tabelle I: Zur Verbreitung von

	England	Balticum	Rheinisches Schiefergebirge
<b>Oberdevon</b>	<i>Tr. granulatus</i> MÜNST. <i>Ph. latifrons</i> BR.		<i>Tr. cryptophthalmus</i> EMMR. <i>Tr. granulatus</i> MST <i>Tr. caecus</i> GÜR. <i>Tr. sulcatus</i> DREV. usw.
<b>Mitteldevon</b>			<i>Ph. Schlotheimi</i> BR. <i>Ph. latifrons</i> BR. <i>Ph. Koeneni</i> HOLZAPF <i>Ph. Frechi</i> KAYS <i>Ph. hyla</i> HOLZAPF.
<b>Unterdevon</b>	<i>Ph. latifrons</i> BR.		<i>Ph. fecundus</i> BARR. <i>Ph. Ferdinandi</i> KAT. <i>Ph. Zorgensis</i> KAYS. <i>Gl. fugitivus</i> BARR. (Harz)!
<b>Oberes Obersilur</b>	<i>Ph. Stockesii</i> SALT. <i>Acaste Downingiae</i> v. <i>spinosus</i> SALT.		Kellerwald! <i>Phacops</i> s. str. <i>Reedia</i> m.
<b>Mittleres Obersilur</b>	<i>Ph. Musheni</i> SALT. <i>Acaste Downingiae</i> SALT.	<i>P. helegans</i> SCHM. <i>Pt. quadilineata</i> ANG.	
<b>Unteres Obersilur</b>	<i>Ph. Stockesii</i> SALT. <i>Ph. elegans</i> REED		
	<i>Acaste</i> im Unter- silur	<i>Pterygometopus</i> im Untersilur	

fällig, weil während des Obersilur eine Verbindung des amerikanischen mit dem englischen Silurmeere bestanden hat.

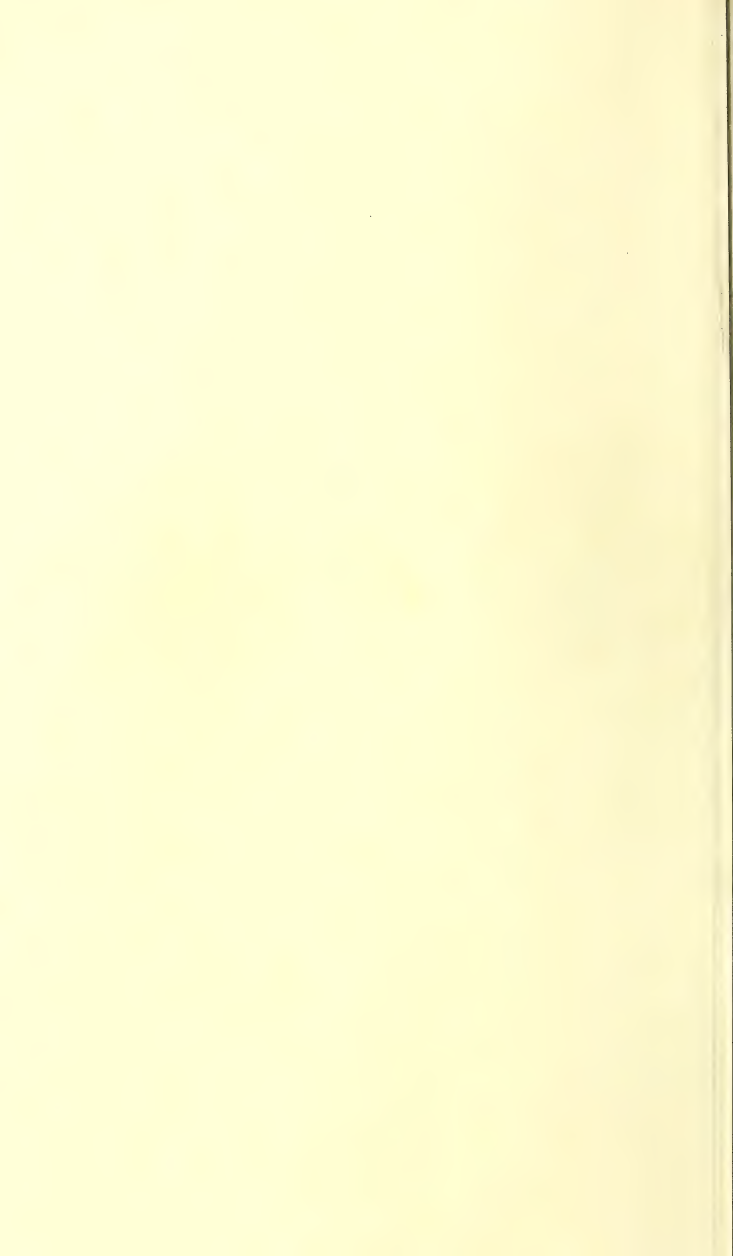
Aus Indien hat REED (in Memoirs of the geological Survey, Palaeontologica Indica, New Series Vol. V. Mem. 3) Phacopiden aus dem Unt. Devon beschrieben.

*Phacops, Reedia, Glockerina usw.*

Böhmen	Frankreich	Nordamerika	Südamerika + Südafrika	Indien
	<i>Ph. supradevo-</i> <i>nicus</i> FRECH.	<i>Ph. nupera</i> H.		
<i>h. fecundus</i> BARR. <i>h. Boeckii</i> BARR. <i>h. breviceps</i> BARR. <i>Reedia Bronni</i> BARR.	<i>Ph. Rouvillei</i> BERG. <i>Ph. Munieri</i> BERG.	<i>Ph. bufo</i> HALL		
<i>h. signatus</i> CORD. <i>h. intermedius</i> BARR. <i>h. Boeckii</i> CORD. <i>h. breviceps</i> BARR. <i>Reedia Bronni</i> BARR. <i>h. cephalotes</i> BARR. <i>h. Sternbergi</i> CORD. <i>h. miser</i> BARR. <i>h. fugitivus</i> BARR.	<i>Ph. Escotti</i> FR. <i>Ph. fecundus</i> BARR. <i>Ph. Potieri</i> BAYLE <i>Ph. occitaneus</i> TROM.	<i>Ph. cristata</i> HALL <i>Ph. Logani</i> HALL <i>Ph. hudsonicus</i> GIRTY <i>Ph. rana</i> GREEN	<i>Ph. africanus</i> SALT. <i>Ph. latifrons</i> BR. <i>Ph. Diginourti</i> ULLR. <i>Ph. argentini-</i> <i>cus</i> THOM USW.	<i>Ph. shanensis</i> REED ? <i>Ph. latifrons</i> BR.
<i>h. fecundus</i> BARR. ? <i>h. Glockeri</i> BARR. <i>h. bulliceps</i> BARR. <i>h. trapeziceps</i> BARR.	<i>Ph. fecundus</i> BARR.			
<i>Dalmanitina</i> im Untersilur)				

ULLRICH stellt (Neues Jahrb. Min. B. B. 1893) die Daten über Südafrika und Südamerika zusammen.

BASEDOW (diese Zeitschrift Bd. 61) und R. ETHERIDGE jr. and MITCHEL (Proc. of the Linn. Soc. of New South Wales (2) 6, 1891) führen aus dem Silurodevon Australiens typisch devonische Phacopiden an (*Ph. latifrons*!)





	England	Balticum	Rheinisches Schiefergebirge
<b>Oberdevon</b>	<i>Tr. granulatus</i> MÜSST. <i>Ph. latifrons</i> BR.		<i>Tr. cryptophthalma</i> EMMER. <i>Tr. granulatus</i> MÜSST. <i>Tr. cactus</i> GÖTT. <i>Tr. sulcatus</i> DART. usw.
<b>Mitteldevon</b>			<i>Ph. Schlottheimi</i> BR. <i>Ph. latifrons</i> BR. <i>Ph. Koeneni</i> HOLZAPP. <i>Ph. Frechi</i> KAYS. <i>Ph. hydra</i> HOLZAPP.
<b>Unterdevon</b>	<i>Ph. latifrons</i> BR.		<i>Ph. fecundus</i> BARR. <i>Ph. Ferdinandi</i> KAYS. <i>Ph. Zörgensia</i> KAYS. <i>Gl. fugitivus</i> DART. (Harz)!
<b>Oberes Obersilur</b>	<i>Ph. Stockesii</i> SALT. <i>Acaste Downingiae</i> v. <i>spinosa</i> SALT.		Kellerwald! <i>Phacops</i> s. str. <i>Reedia</i> m.
<b>Mittleres Obersilur</b>	<i>Ph. Musheni</i> SALT. <i>Acaste Downingiae</i> SALT.	<i>P. helegans</i> SCHM. <i>Pt. quadrilincata</i> ANG.	
<b>Unteres Obersilur</b>	<i>Ph. Stockesii</i> SALT. <i>Ph. elegans</i> REED		
	<i>Acaste</i> im Unter- silur	<i>Pterygometopus</i> im Untersilur	

fällig, weil während des Obersilur eine Verbindung des amerikanischen mit dem englischen Silurmeere bestanden hat.

Aus Indien hat REED (in Memoirs of the geological Survey, Palaeontologica Indica, New Series Vol. V. Mem. 3) *Phacopiden* aus dem Unt. Devon beschrieben.

*Phacops, Reedia, Glockeria* usw.

Böhmen	Frankreich	Nordamerika	Südamerika + Südafrika	Indien
	<i>Ph. supradentatus</i> FRECH.	<i>Ph. nupta</i> H.		
<i>P. fusculus</i> BARR. <i>P. fusca</i> BARR. <i>P. ...</i> BARR. <i>P. ...</i> BRONN. BARR.	<i>Ph. Rouvillei</i> BERG. <i>Ph. Munieri</i> BERG.	<i>Ph. bufo</i> HALL		
<i>P. ...</i> CORBIN. <i>Ph. intermedius</i> BARR. <i>P. Boeki</i> CORD. <i>Phaeiceps</i> BARR. <i>Melania Browni</i> BARR. <i>Acephalotes</i> BARR. <i>E. Sternbergi</i> CAD. <i>Gt. niger</i> BARR. <i>Gt. ...</i> BARR.	<i>Ph. Escotti</i> FR. <i>Ph. fecundus</i> BARR. <i>Ph. Potieri</i> BAYLE <i>Ph. occidentans</i> TROM.	<i>Ph. cristata</i> HALL <i>Ph. Logani</i> HALL <i>Ph. hudsonicus</i> GIRTY <i>Ph. rana</i> GREEN	<i>Ph. africanus</i> SALT. <i>Ph. latifrons</i> BR. <i>Ph. Diginourti</i> ULLR. <i>Ph. argentinicus</i> THOM usw.	<i>Ph. shanensis</i> REED <i>Ph. latifrons</i> ? BR.
<i>P. fecundus</i> BARR. <i>Gt. Glockeri</i> BARR. <i>Gt. halliceps</i> BARR. <i>Gt. trapezic...</i> BARR.	<i>Ph. fecundus</i> BARR.			
<i>(Uta) ...</i> im Untersailur)				

Ullrich stellt (Neues Jahrb. Min. B. B. 1893) die Daten über Südafrika und Südamerika zusammen.

BASEDOW (diese Zeitschrift Bd. 61) und R. ETHERIDGE jr. and MITCHEL (Proc. of the Linn. Soc. of New South Wales (2) 6, 1891) führen aus dem Silurodevon Australiens typisch devonische Phacopiden an (*Ph. latifrons*)

Von anderen nicht in der Tabelle angeführten Vorkommen des *Phacops* s. str. im Devon mögen kurz noch erwähnt werden: Kleinasien, Altai, Ural.

Aus der Tabelle der Verbreitung der Phacopiden (Seite 326) ist zunächst zu ersehen, daß die Gattung *Acaste* GOLDF. zur Hauptsache auf das Silur (namentlich Untersilur) Englands und des Balticums, *Pterygometopus* SCHM. auf das des Balticums, *Dalmanitina* REED auf das Böhmens beschränkt ist. Besonders im tieferen Untersilur treten diese Unterschiede in der Verbreitung scharf hervor<sup>1)</sup>.

Als ältester echter *Phacops* s. str. ist aus dem tiefsten Obersilur Englands der schon seit langer Zeit bekannte *Ph. Stockesii* SALT. angegeben<sup>2)</sup>, den SALTER (a. a. O., S. 21) u. a. anführt aus dem „Llandovery rock, Galway“. Ein Vergleich der Abbildungen, die SALTER von dieser Art gegeben hat, mit Formen der *fecundus*-Gruppe zeigt eine Übereinstimmung in fast allen Merkmalen. Die Augen sind wie bei *Ph. breviceps* BARR. (non ANG.) gestaltet; sie beginnen dort, wo Dorsal- und Randfurche zusammenstoßen, und erstrecken sich nahezu bis zum Hinterrande. Auch der von Dorsalfurche und der Augenachse gebildete Winkel ist so groß wie bei den Formen der *fecundus*- und *Bronni*-Gruppe. Ein Unterschied, wenn man will, primitiver Charakter, ergibt sich nur darin, daß der Frontallimbus das Kopfschild vor der Glabella umsäumt; aber nur eine wenig stärkere Wölbung der Glabella läßt den Frontallimbus die gleiche Lage annehmen wie bei *Phacops* s. str. oder *Reedia*. Leider ist die Unterseite dieser Art nicht bekannt, so daß sich nicht entscheiden läßt, ob *Stockesii* zu *Ph.* s. str. oder *Reedia* gehört.

Jüngst hat REED außerdem in seiner Monographie „The lower pal. Trilobites of Girvan“ (1906) *Phacops elegans* (non SCHMIDT!) aus dem untersten Obersilur (Mulloch Hill group) Schottlands beschrieben. Es handelt sich auch hier um eine *Phacops* s. str. überaus nahestehende Art. Im Devon finden sich dann in England die typischen Vertreter von *Phacops* s. str.

Bedeutend später als in England erscheinen in Böhmen die typischen Phacopiden. Erst über der Zone des *Monograptus colonus* im E<sup>2</sup>-Kalk, also im obersten Ludlow, findet sich von der Gattung *Phacops* s. str. nur *Ph. fecundus* BAR., während *Reedia* in einem einzigen, dazu noch zweifelhaften Exemplare,

<sup>1)</sup> Vergl. hierzu: Die Meeresprovinzen des Untersilur in der Lethaea palaeozoica II Seite 90 ff.

<sup>2)</sup> SALTER: A Monograph of brit. Trilob. Pal. Soc. 1864.

*R. Bronni*, von BARRANDE (BARR. I, S. 520) angeführt wird. Zusammen mit diesen Formen findet sich dann auch die Gattung *Glockeria* in größerer Formenmannigfaltigkeit.

HOERNES (a. a. O.) leitet nun, obwohl die beiden Formen-  
gruppen in Böhmen gleichzeitig erscheinen, seine typischen  
Phacopiden (= *Phacops* s. str. + *Reedia* m.) von der *Glockeri*-  
Gruppe ab, die *Glockeri*-Gruppe dann wieder von der des  
*Dalmanites socialis*. Der letzten Ableitung muß ich unbedingt  
beistimmen und kann nur die von HOERNES angeführten Gründe  
bestätigen. Demgegenüber bin ich, was die Ableitung der  
typischen Phacopiden von der *Glockeri*-Gruppe angeht, zu  
anderen Resultaten gelangt.

HOERNES beschränkt sich bei seinen Betrachtungen ganz  
auf Böhmen (H. S. 652) und muß daher übersehen, daß seine  
typischen Phacopiden im Norden Europas bedeutend früher  
erscheinen als in Böhmen, ohne daß dort bereits vorher (also  
im Untersilur) Übergangsformen vom Charakter der *Glockeri*-  
Gruppe bekannt geworden sind. Wäre HOERNES' Ableitung  
richtig, so müßten die in Böhmen aus der *Glockeri*-Gruppe  
hervorgegangenen Formen (*Phacops* s. str. und *Reedia*) nach  
England gewandert sein, weil in England *Dalmanitina* REED  
im Untersilur fast ganz fehlt und meines Wissens erst im Caradoc  
dort in bereits so spezialisierten Formen erscheint, daß eine  
Ableitung des *Phacops* s. str. aus ihnen nicht wohl vorstellbar ist.

Von *Phacops* s. str. unterscheidet sich *Glockeria* ziemlich  
scharf dadurch, daß bei *Glockeria* die Glabella (BARR. T. XXII,  
F. 21) verhältnismäßig platt ist und nach vorn nicht über den  $\pm$   
breiten und flachen Limbus gewölbt ist, daß bei ihnen die Augen eine  
Lage auf dem hinteren Teile der Wangen haben und nicht, wie  
bei *Phacops* s. str. + *Reedia*, an der Stelle beginnen, wo  
Dorsal- und Randfurchen zusammenstoßen. Eine Umbildung  
war also bei der Abstammung der *Glockeri*-Gruppe von  
*Dalmanitina* (*socialis*-Gruppe) die, daß die Augen eine Lage  
weiter nach rückwärts bekommen haben (vergl. BARRANDE I  
Taf. 26 Fig. 19 mit Taf. 22 Fig. 42). Bei der Ableitung der  
Phacopiden aus der *Glockeri*-Gruppe hätte dann wieder das Um-  
gekehrte stattgefunden.

Weiter ist bereits angeführt, daß *Glockeria bulliceps*  
(*Glockeri*-Gruppe) sich noch dadurch auszeichnet, daß der  
sogenannte „anneau intercalaire“ eine eigentümliche Gestalt  
besitzt, indem dessen seitliche Teile (s. o.) sich nicht über  
das Niveau der Furchen erheben.

*Glockeria trapeiceps* zeigt bereits den vollständigen Verlust  
der mittleren Seitenfurchen und eine sehr schwache vordere

Seitenfurche. *Glockeria Glockeri* hat ebenfalls eine sehr schwache mittlere Seitenfurche und eine sehr eigentümliche, von der Phacopidenglabella ganz abweichende Glabella (vergl. BARR. T. XXII, F. 12). Es sind das alles Charaktere, die selbst noch bei den jüngsten Phacopiden deutlich vorhanden sind.

Will man also im Sinne HOERNES' *Phacops* s. str. + *Reedia* von der *Glockeri*-Gruppe ableiten, so müssen zunächst eine Reihe von Charakteren verschwinden, um aus *Dalmanitina* REED *Glockeria* hervorgehen zu lassen. Hinterher müssen dann gerade diese rudimentären Charaktere wieder herausgebildet und noch neue hinzugefügt werden, um das entstehen zu lassen, was wir als *Phacops* s. str. + *Reedia* bezeichnen.

Als Übergangsformen von *Glockeria* zu den jüngeren Phacopiden (*Phacops* s. str. + *Reedia*) gibt HOERNES nun weiter (H. 680) *Phacops miser* BARR. und *breviceps* BARR. an: „während *miser* und *breviceps* Übergangsglieder zu den jüngeren *Phacops* darstellen“ usw. Daß *Phacops breviceps* BARR. alle Charaktere zeigt, die wir von *Phacops* s. str. kennen gelernt haben, ist eine sichere Tatsache<sup>1)</sup>. Was nun *Glockeria miser* BARR. angeht, so hat diese Art, bei der in der Tat die Vorwölbung der Glabella etwas stärker ist, minimal kleine Augen. Da sie nach HOERNES ja ebenfalls von *Dalmanitina* REED, also durch Kleinerwerden der Augen abstammt, müssen wir, um den Übergang zu *Phacops* s. str. zu konstruieren, wieder eine Vergrößerung der Augen annehmen.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß zwar eine Ableitung von *Glockeria* aus *Dalmanitina* REED wahrscheinlich ist, daß dagegen aus diesen Formen nicht *Phacops* s. str. hervorgehen konnte, da dieser Ableitung das zeitliche und räumliche Auftreten sowie die gesamte Form widerspricht.

Der zweite genetische Versuch stammt von REED, dem wir auch eine vorzügliche Arbeit über *Lichas* verdanken. Den Entwicklungsgang der Phacopiden stellt die Reihe dar: *Phacopidella*—*Phacops* s. str. — *Trimeroccephalus*. *Phacops* s. str. stammt auch nach REED von *Dalmanites* ab, von der die Gattung *Acaste* in England und die *Glockeri*-Gruppe in Böhmen zu *Phacops* s. str. überleiten sollen.

Die Ableitung des *Phacops* s. str. von *Acaste* ist in der Tat sehr wahrscheinlich und auch als sicher hinzustellen. Besonders instruktiv sind die von SALTER auf Tafel I (a. a. O.) abgebildeten Arten von *Acaste*. Die eigenartige Verbreiterung

<sup>1)</sup> Manche Autoren konnten *breviceps* von anderen Vertretern des *Phacops* s. str. nicht unterscheiden!

der Glabella<sup>1)</sup>, die unvermittelt gleich vor der hinteren Seitenfurche einsetzt, verbunden mit der Wölbung der Glabella und der Wangen — das sind bezeichnende Phacopidencharaktere — findet sich bei *Acaste* aus dem Untersilur in ganz der gleichen Weise wieder (vergl. beispielsweise die Abbildungen von *Acaste Brongniartii* PORTL. T. I, F. 20, *Acaste Jamsoni* PORTL. T. I, F. 39 bei SALTER a. a. O.).

Bei *Dalmanitina* REED und bei der aus dieser hervorgegangenen Gattung *Glockeria* (z. B. *Glockeri*) verbreitert sich zwar die Glabella in ihrem vorderen Abschnitte zuweilen ebenfalls, aber doch in ganz anderer Weise wie bei *Phacops*, indem die Verbreiterung nicht unmittelbar vor der hinteren Seitenfurche beginnt, sondern weiter vorn bei der mittleren oder erst bei der vorderen Seitenfurche und dann gleichmäßig, so daß bei diesen Formen die Dorsalfurchen häufig nach außen konkav sind<sup>2)</sup>.

Bei den Unterschieden, die somit in der Gestalt und dem zeitlichen Auftreten zwischen *Acaste* und *Glockeria* vorhanden sind, kann man m. E. REED darin nicht beistimmen, *Acaste* und die von mir als *Glockeria* bezeichneten Formen zu einer Untergattung *Phacopidella* zu vereinigen (R. S. 228).

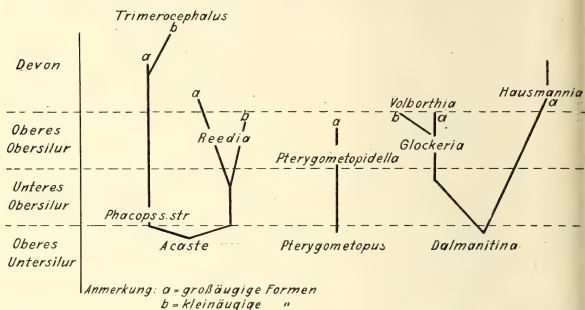
Die typischen Phacopiden (*Phacops* s. str. + *Reedia*) gingen, wenn wir den Anschauungen REEDS folgen, aus zwei verschiedenen Formengruppen, zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Gebieten hervor, wenn auch schließlich beide eine gemeinsame Wurzel besitzen. Dann wäre *Phacops* s. str. auch keine einheitliche Formengruppe, sondern Konvergenzen, aus verschiedener Wurzel hervorgegangen. Nun zwingt aber m. E. die rein morphologische Gestaltung und das geologische Auftreten der typischen Phacopiden dazu, für sie einheitliche verwandtschaftliche Beziehungen anzunehmen. Das Endglied der *Phacops*-Reihe ist *Trimeroccephalus*, Formen, die auch nach REED aus den typischen Phacopiden durch Verkümmern der Augen hervorgegangen sind. Leider gibt REED nicht an, welche Arten er zu *Trimeroccephalus* stellen will. So kann ich nicht aus seiner Abhandlung herauslesen, ob REED auch *Volborthi* dazu rechnet. Ist dies der Fall, dann würde diese Gattung schon vor der Hauptentwicklung des *Phacops* s. str. erscheinen.

Berücksichtigt man gleichzeitig Form, Zeit und Ort, so ergibt sich, daß sowohl aus dem großäugigen *Phacops* s. str. wie aus

<sup>1)</sup> Die in einem ganz leicht nach außen konvex verlaufenden Dorsalfurchen steigern die Eigentümlichkeit noch besonders.

<sup>2)</sup> Diese Unterschiede sind aber keineswegs bei allen Arten vorhanden!

der großäugigen *Glockeria* kleinäugige Formen hervorgegangen sind. An *Phacops* s. str. schließt unmittelbar *Trimericephalus*, an *Glockeria* *Denckmannia* an. Die weiteren verwandtschaftlichen Verhältnisse lassen sich durch das folgende Schema<sup>1)</sup> wiedergeben:



Aus der Karte der Verbreitung der Phacopiden (Tafel XVI) geht hervor, daß *Phacops* s. str. eine nahezu universelle Verbreitung erlangt, während *Glockeria* + *Denckmannia* auf Mitteldeutschland beschränkt ist. Die Erklärung der weltweiten und dabei verhältnismäßig schnellen Verbreitung von *Phacops* s. str. ergibt sich aus den ethologischen Verhältnissen. DOLLOs glänzende Arbeit<sup>2)</sup> (La paléontologie éthologique) bietet die Grundlage, auf der weiterzubauen ist.

DOLLO hat aus der Körperform für *Homalonotus*, *Dalmanites* usw. eine benthonisch-euphotische Lebensweise abgeleitet. Das peltiform gestaltete Kopfschild, die flache Körperform und das in eine Spitze ausgezogene Pygidium sprechen für benthonisches Leben, während die zentral seitlich der Glabella gelegenen und normal ausgebildeten Augen auf ein Leben in euphotischen Regionen hinweisen. Das gleiche gilt für die Gattung *Acaste*, soweit sie eine Gestalt wie *Acaste incertus* SALTER besitzt. *Acaste* wurde im obersten Untersilur durch irgend welche Einflüsse veranlaßt, zu einer schwimmenden, nektonischen Lebensweise überzugehen. Bei dem Übergange aus der benthonischen in die nektonische Lebensweise verschwinden bei diesen Formen zunächst die Stacheln am Pygidium und an den Hinterecken des Kopfschildes, die Glabella wölbt sich hoch heraus, tritt dabei aber nur wenig über

<sup>1)</sup> Man lese im Schema statt „*Volborthia*“ „*Denckmannia*“.

<sup>2)</sup> Bulletin de la Société Belge de Géologie, Mémoires XXII, 1909.



den Frontallimbus vor, und die Augen erlangen eine randliche Stellung (*Phacops* s. str.). Während sie bei *Acaste* und *Dalmanites* auf der Mitte der Wangen und neben der Glabella liegen, beginnen sie bei den zur nektonischen Lebensweise übergehenden Formen dort, wo Dorsal- und Randfurche zusammenstoßen; gleichzeitig wird der Winkel, den Augenachse und Dorsalfurche miteinander bilden, größer als bei *Acaste*. Durch eine starke Umbiegung der Pleuren und Wangen nach abwärts erhält der bei *Acaste* platte Panzer eine starke Wölbung.

Ein Teil dieser also nektonisch lebenden Trilobiten (*Phacops*) ist dann wiederum zur benthonischen Lebensweise übergegangen. Dabei wird aber nicht die bei den benthonisch lebenden Vorfahren (*Acaste*) vorhandene Körperform wieder angenommen, was eine Umkehrung der Entwicklung bedeuten würde, sondern die Anpassung erfolgt in anderer Weise. Bei dem peltiform gestalteten Kopfschild der benthonisch lebenden *Acaste*-Arten ist der Frontallimbus in einen dreieckigen Lappen gezogen. Eine ähnliche Gestaltung des Kopfschildes wird bei den Formen, die sekundärbenthonisch werden, dadurch erreicht, daß sich die Glabella über den Frontallimbus in Form einer dreieckigen Schnauze vorwölbt: *Reedia* und *Trimeroccephalus*. Dabei werden auch die vorher recht großen Augen klein oder verschwinden ganz, indem sie von hinten nach vorn rudimentär werden. Durch die stark vorgestülpte Glabella bekommen die Augen auch wieder eine rückwärtige Lage (vgl. *Ph. Zorgensis* KAYS. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin, Bd. II, Heft 4, Tafel III, Fig. 3).

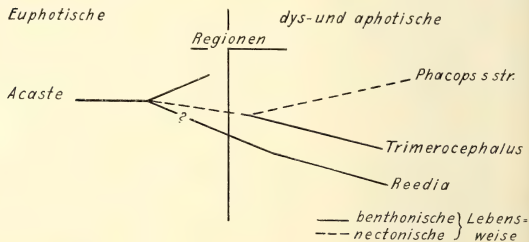
Das ist nun eine Gestaltung, die der peltiformen recht ähnlich wird und sie auch in ihrer Funktion voll und ganz ersetzen kann, indem sie zum Auf- und Durchwühlen des schlammigen Meeresbodens wie geschaffen ist. Sie findet sich bei vielen Arten von *Trimeroccephalus*, z. B. *Tr. Lotzi* DREV., *Tr. cryptophthalmus* EMMR. (a. a. O. T. XIII), während andere Arten dieser Gattung den Charakter der vorgestülpten Glabella nicht haben. Die meisten noch unbeschriebenen Arten von *Reedia* zeigen diesen Charakter schon im Obersilur. Auch die Ausbildung der Augen weist manche merkwürdige Züge auf; so zeigen z. B. einzelne Arten von *Phacops* s. str. eine ungewöhnlich große und hohe Sehfläche. Man könnte diese Augen fast hypertrophiert nennen. Tatsächlich kommen diese Formen auch in strandfernen Ablagerungen zusammen mit Cephalopoden vor. Demgegenüber stehen die extrem kleinäugigen Formen der Gattung *Trimeroccephalus* *Volborthia* und *Reedia* (z. T.), die wohl ebenfalls auf größere Tiefen hinweisen. Besonders ist

*Trimerocephalus* eine in Cephalopodenkalken nicht seltene Erscheinung.

Es findet also, fassen wir die Gesamterscheinung zusammen, ein Wechsel benthonischer und nektonischer Lebensweise statt untergleichzeitiger Abwanderung in größere Tiefen, während andere Formen Wohnsitze in geringerer Tiefe beibehalten. Von den in größere Tiefen abgewanderten nektonischen Formen<sup>1)</sup> (*Phacops* s. str.) geht ein Teil wiederum zu benthonischer Lebensweise über.

Weiter komplizieren sich die Verhältnisse noch dadurch, daß vorwiegend benthonisch lebende Trilobiten nur vorübergehend nektonisch gelebt haben. Das glaube ich beispielsweise annehmen zu können von *Glockeria*. Die zentral, seitlich der Glabella gelegenen Augen und die Platteit des Körpers weisen auf ein benthonisches Leben der zu *Glockeria* gehörigen Formen hin. Jedoch sind bei diesen Formen die Charaktere nicht so auffällig und die Gegensätze nicht so groß, daß man sichere Angaben machen könnte.

Ein Bild dieser verwickelten ethologischen Verhältnisse mag das nachstehende Schema geben:



Nach diesen Ausführungen gestaltet sich die Geschichte der Phacopiden folgendermaßen: Aus den Vertretern der Gattung *Acaste*, die mit den *Acaste incertus*-ähnlichen Formen die landnahen Gebiete des englischen Silurmeeres bevölkerte, gehen an der Grenze von Unter- und Obersilur Formen vom Typus des *Phacops* s. str. hervor. Sie erlangen infolge ihrer nektonischen Lebensweise eine weite und schnelle Verbreitung und gehen in den neugewonnenen Wohnbezirken z. T.

<sup>1)</sup> Vertreter dieser Gattung finden sich in Brachiopodenfacies (Eifel), Goniatiten kalken (Adorf) und auch zusammen mit Graptolithen (PEACH und HORNE: Sil. rocks of Britain. Vol. I Scotland S. 593 ff.)!

wieder zu kriechender Lebensweise über, *Trimercephalus*. Aus gleicher Wurzel geht auch die Gattung *Reedia* hervor, die bei vorwiegend benthonischer Lebensweise eine weit geringere Verbreitung erlangt. Sie findet sich im Obersilur des Kellerwaldes recht häufig.

Die Gattung *Phacops* s. str. erreicht an der Grenze von Silur und Devon Amerika und andere weitentlegene Gebiete des Silur-Devonmeeres: Bolivien, Indien, Kapland, Australien usw. Wo mit dem englischen Silurmeere andere vorher getrennte Meeres- teile in Verbindung treten, werden auch diese von den Phacopiden bevölkert, sobald die trennende Schranke verschwindet, so das böhmische Silurmeer<sup>1)</sup> im obersten Obersilur. Auffällig ist die große Seltenheit von *Phacops* s. str. im östlichen Balticum.

Dieser Abwanderung von N nach S steht eine Wanderung von S nach N entgegen, die von der in Böhmen aus der Gattung *Dalmanitina* hervorgehenden Gattung *Glockeria* ausgeht. Bei der benthonischen Lebensweise dieser Formen erfolgt die Ausbreitung viel langsamer und nur in vereinzeltten Formen. So erreicht *Glockeria* mit einer Art, *Gl. fugitivus* BARR, im Devon den Harz. —

Innerhalb der Phacopiden ließen sich somit folgende Gruppen unterscheiden:

Genus *Phacops* EMMR.

1. Subgenus *Phacops* s. str.

2. Subgenus *Trimercephalus* McCoy.

Genus *Reedia* m.

Genus *Glockeria* m.

1. Subgenus *Glockeria* m.

2. Subgenus *Denckmannia* m.

Genus *Pterygometopus* SCHM.

Subgenus *Pterygometopidella* m.

#### Bemerkungen über die silurischen Phacopiden des Kellerwaldes.

Soweit die Untersuchungen über die silurischen Faunen des Kellerwaldes bereits Schlüsse zulassen, ist das Obersilur dort

<sup>1)</sup> Eine trennende Schranke (große Tiefe oder Barre) hat zwischen dem böhmischen und nordischen Silurgebiet sicherlich während des größeren Teiles der obersilurischen Zeit bestanden. Auch FRECH hat in den *Lethaea pal.* nachdrücklich darauf hingewiesen, wenn er u. a. S. 109 schreibt: „Immerhin bleibt die Verschiedenheit größer als die Ähnlichkeit, wie die Vergleichung von beliebigen Gotländer oder englischen Versteinerungssammlungen mit solchen aus der Prager Gegend unmittelbar beweist.“ Die Zeit, in der die trennende Schranke im oberen Obersilur fortfiel, muß noch näher bestimmt werden.

ziemlich vollständig entwickelt. Auch die Phacopidenfauna der oberen Steinhornschichten muß als obersilurisch bezeichnet werden. Wenn die oben gegebene Einteilung zugrunde gelegt wird, läßt sich die Fauna charakterisieren als eine *Phacops-Reedia*-Fauna mit Vorherrschen kleinäugiger Formen von *Reedia*.

Die Aufeinanderfolge der Phacopidenfauna ist in Europa:

Oberdevon: *Trimerococephalus*.

Mitteldevon: *Phacops* s. str.

Unterdevon: *Phacops* s. str. + *Reedia* (artenarm!)

Obersilur: *Phacops* s. str. + *Reedia* (artenreich).

Die *Phacops-Reedia*-Fauna des böhmischen Devon ist sehr genau bekannt. Es konnte an der Hand eines relativ umfangreichen Vergleichsmaterials festgestellt werden, daß die *Phacops-Reedia*-Fauna der oberen Steinhornschichten von jener durchaus verschieden ist. Sie weist kaum irgendwelche Beziehungen zu den böhmischen Trilobiten auf. Demgegenüber sind ausgesprochene Beziehungen mit den nordischen Obersilurfaunen vorhanden, was besonders klar durch das Erscheinen der Formen mit Wangenstacheln (*Ph. Pompeckji* n. sp. usw.) zum Ausdruck kommt. Diese Formen, wie fast alle anderen Phacopiden mit Wangenstacheln (*Ph. elegans* SCHMIDT aus dem Balticum erinnert ebenfalls an die Kellerwaldformen), sind ausschließlich silurisch und aus Böhmen bisher nicht bekannt geworden.

## 7. Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besondern der Weißensteinkette.

Zugleich Erwiderung auf die Arbeit von H. GERTH:  
Beiträge zur Kenntniss der Tektonik des Ostendes  
der Weißensteinkette im Schweizer Jura-Gebirge.

Von Herrn A. BUXTORF, in Basel.

Mit 7 Textfiguren.

### Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung . . . . .	337
I. Das Gebiet der Klusen von Mümliswil und Balstal . . . . .	338
II. Die Weißensteinkette zwischen der Klus von Balstal und dem Aufriß von Günsberg . . . . .	340
III. Der Aufriß der Weißensteinkette bei Günsberg . . . . .	341
IV. Der Fächerbau der Weißensteinkette im Balmbergprofil . . . . .	350
V. Die Querstörungen in der Weißensteinkette bei Günsberg . . . . .	352
VI. Der Bau der Weißensteinkette zwischen dem Tunnel- gebiet und dem Aufriß von Günsberg . . . . .	357
VII. Ergänzende Bemerkungen über die Velleratkette, das Clos du Doubs und die Jurafaltung im allgemeinen . . . . .	363
VIII. Schlußwort . . . . .	369

### Einleitung.

Im vierten Heft (S. 516) des Jahrgangs 1910 dieser Zeitschrift ist unter dem oben angeführten Titel eine Abhandlung von H. GERTH in Bonn erschienen, in welcher anschließend an eine Beschreibung des Ostendes der Weißensteinkette wieder einmal das tektonische Problem der Klusen von Mümliswil und Balstal im Solothurner Jura zur Sprache gebracht und namentlich das letztere der beiden Quertäler näher beschrieben wird. Außerdem dehnt H. GERTH seine Erörterungen auch aus auf die Fortsetzung der Weißensteinkette westlich von Balstal, im besondern auf das Gebiet von Günsberg.

Wenn ich an dieser Stelle heute auf diese Fragen zurückgreife, so bin ich dazu veranlaßt durch die Angaben GERTHS, denen ich in vielen Punkten nicht beistimmen kann. Vor allem

stehen auch die Schlüsse allgemeiner Art, die von H. GERTH aus der heutigen Gestalt der Juraketten auf deren geologische Geschichte abgeleitet werden, in mancher Hinsicht in Widerspruch zu dem, was sich mir als Resultat vieljähriger Aufnahmearbeit in Jura und Alpen ergeben hat. Außer auf meine „Beschreibung des Weißensteintunnels“ (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. XXI, 1907) möchte ich auf zwei kleine Notizen verweisen: „Zur Tektonik des Kettenjura“ und „Über den Gebirgsbau des Clos du Doubs usw.“, die in den Berichten des Oberrhein. Geol. Vereins 1907 und 1909 erschienen sind.

### **I. Das Gebiet der Klusen von Mümliswil und Balstal.<sup>1)</sup>**

Es kann natürlich meine Sache nicht sein, hier nochmals auf das Problem dieser Klusen näher einzugehen; umso weniger, als uns einerseits H. GERTH das baldige Erscheinen einer von Schülern G. STEINMANNs entworfenen geologischen Detailkarte dieses Gebietes samt Erläuterungen ankündigt, und andererseits zu hoffen ist, daß auch die von allen Jurageologen mit Spannung erwarteten Karten F. MÜHLBERGS nicht mehr lange ausbleiben werden. Wie mir Herr Prof. MÜHLBERG mitteilt, wird er außerdem selber die Arbeit von H. GERTH über die Klusen einer Beantwortung unterziehen, er erachtet es aber für passend, vorher die von H. GERTH in Aussicht gestellte, ausführliche Begründung abzuwarten. Meine persönliche Stellung zum Klusenproblem habe ich schon 1909 in meiner Notiz über das Clos Doubs auseinandergesetzt; ich habe dem damals Gesagten nichts beizufügen.

Es ist aber vielleicht von Interesse, hier namentlich auf eine Beobachtung hinzuweisen, die ich im März dieses Jahres machte, als ich, veranlaßt durch das Erscheinen der Arbeit GERTHS, die Mümliswiler Klus beging, begleitet von meinem Kollegen H. PREISWERK und den Geologie-Studenten des Basler Instituts.

Nachdem wir der Übersicht halber die Farisbergfluh (P. 833, Siegfriedblatt 148, Langenbruck) besucht hatten, stiegen wir nordwärts ab und folgten dem Fuß der Hauptrogensteinfluh, die sich vom „z“ der Bezeichnung Kirchhölzli südwestwärts gegen das „k“ des Wortes Fabrik zieht.

Wir konnten beiläufig die Angaben MÜHLBERGS über das Spitzflühli (Pkt. B 4 der MÜHLBERGSchen Skizze von 1903) be-

<sup>1)</sup> Die gesamte Literatur des Klusengebietes ist in der Arbeit von H. GERTH angegeben, so daß ich auf nochmalige Aufzählung verzichten kann.



stätigen und erkennen, daß tatsächlich östlich der Spitzflühiweide der Fuß der genannten Rogensteinfluh verkehrte Schichtlage und südöstliches Einfallen aufweist, wie dies durch MÜHLBERGS Auffassung verlangt wird. Zirka 150 m nördlich des „k“ von Fabrik treten am Abhang westlich unterhalb der Rogensteinfluh Effingermergel auf, von welchen schon F. MÜHLBERG (1903, S. 472) angibt, daß sie ostwärts unter den Rogenstein einschließen. Für diese letztere Angabe haben wir nun den strikten Beweis dadurch erbringen können, daß wir am Fuß der Rogensteinwand bergwärts nachgruben, wobei uns eine schon vorhandene Höhlung (eingestürzter Fuchsbau)? sehr zu statten kam. Nachdem wir dürres Laub und Humus entfernt hatten, stießen wir, ca. 1 m vom Außenrand der Hauptrogensteinwand entfernt, auf typische graue Effingermergel, welche also in der Tat die Unterlage des überschobenen und geschleppten Rogensteinkomplexes bilden; der Rogenstein selber schließt an vielen Stellen am Fuß der Fluh nach unten ab mit einer ganz typischen Reibungsbreccie. Damit war für uns das Klusenproblem endgültig im Sinne von F. MÜHLBERG entschieden, ein weiteres Nachgraben bergwärts erschien ganz überflüssig.

Am selben Tage besuchten wir auch noch die Klus von Balstal, im besondern die Umgebung von Hesselberg, von wo GERTH (S. 522—524) entscheidende Beobachtungen zugunsten der Auffassung STEINMANNs erwähnt. Wir fanden sehr bald die von H. GERTH angeführten Stellen; es blieb uns aber unverständlich, wie man auf so unsichere Aufschlüsse hin weitgehende Folgerungen ableiten will. Von einem Abstoßen von Opalinuston bzw. Murchisonae-Schichten an Hauptrogenstein längs einer Bruchfläche, die irgendwo gefaßt werden könnte, kann jedenfalls gar keine Rede sein; außerdem mußten wir es ganz offen lassen, ob die im Bachriß auftretenden Murchisonae-Schichten überhaupt anstehend und nicht etwa bloß als verrutschtes Schichtpaket zu deuten seien.

Ohne einer eingehenden Kritik der GERTHschen Arbeit durch F. MÜHLBERG vorgreifen zu wollen, mußte ich diese paar Beobachtungen aus dem Klusengebiet anführen, weil die tektonische Deutung der Klusen eben von größter Tragweite ist bei der Beurteilung der westlichen Fortsetzung der Weißensteinkette gegen Günsberg zu.

## II. Die Weißensteinkette zwischen der Klus von Balstal und dem Aufriß von Günsberg.

Auch diesen Abschnitt der Weißensteinkette habe ich in letzter Zeit wieder begangen, an Anstehendem und Verstürztem aber nichts beobachtet, was sich nicht dem allgemeinen Grundplan einordnen ließe, den F. MÜHLBERG (1903, S. 481—482) für das Gebiet zwischen Balstaler-Klus und Randfluh entworfen hat.

Ähnlich wie in den Klusen operiert dagegen H. GERTH (S. 527—28) auch hier im wesentlichen mit einer fast vertikalen Verwerfung, die bald im Nordschenkel, dann auf der „Südseite“, dann auf längere Erstreckung hin im Scheitel des Gewölbes verläuft und bei Günsberg den Südschenkel der Kette schief durchsetzt. Ich bin weit davon entfernt, eine solche Verwerfung, die bei stetig wechselnder Sprunghöhe schlangenartig bald diesen, bald jenen Teil eines Gewölbes durchzieht, für eine tektonische Unmöglichkeit zu halten. Es scheint mir aber, daß eine solche Verwerfung, die denn doch die Rolle einer wichtigen tektonischen Leitlinie spielt, zum mindesten durch irgend eine solide Beobachtung wahrscheinlich gemacht werde. Ich habe in der Arbeit GERTHS umsonst nach solchen gesucht. Daß GERTH selber seiner Sache nicht sicher ist, geht, wie ich hier vorgehend bemerke, aus seiner tektonischen Skizze des Günsberggebietes (S. 532) mit aller Deutlichkeit hervor: auf der ganzen Strecke von Wüstrüti bis Balmfluh ist diese doch so bedeutungsvolle Bruchlinie fast allenthalben nur gestrichelt eingetragen; daraus darf doch wohl geschlossen werden, daß sie auf dieser Strecke, wenn wir von den später zu besprechenden Stellen nördlich Günsberg absehen, nirgends gefaßt werden konnte <sup>1)</sup>.

Im besondern habe ich in GERTHS Abhandlung umsonst nach Angaben gesucht, welche den Zusammenhang zwischen der im Profil 24 angegebenen, übrigens schon von F. MÜHLBERG hier etwa vorausgesetzten gewaltigen Verwerfung und dem im Profil 25 von H. GERTH eingezeichneten, unbedeutenden Scheitelbruch erweisen würden. Ausdrücklich mache ich den

<sup>1)</sup> Auf S. 539 bemerkt GERTH, daß er die Querverwerfungen nur dann ausgezogen habe, „wenn an ihnen eine tatsächliche Verschiebung der Schichten zu beobachten ist“. Ich gehe wohl nicht fehl, wenn ich annehme, daß H. GERTH diese selbe Darstellungweise auch bei den übrigen Brüchen befolgt hat, daß also die Strichellinien nicht direkt beobachtbare Brüche darstellen.

Fernerstehenden darauf aufmerksam, daß auch die in den beiden genannten Profilen dargestellten Keuperkomplexe absolut nichts miteinander zu tun haben. Keuper und Lias nördlich Wolfisberg (Profil 23 u. 24) bilden das normale Liegende zum Dogger des Außerberges (Profil 21), gehören also zu jenem südlichen gehobenen und weiter östlich auch überschobenen, tektonischen Element, das nach MÜHLBERG möglicherweise mit der Jurascholle von St. Verena bei Solothurn in Beziehung gebracht werden darf. Der Keuper des Profils 25 dagegen gehört samt und sonders ins Liegende des Randfluh-Doggers und wäre im Profil 24 unter dem Worte „Randfluh“ in der Tiefe vorzusetzen. Irgend eine oberflächliche Verbindung beider Keuperzonen existiert ebenso wenig als ein Zusammenhang der beiden auf den Profilen 24 und 25 angegebenen Brüche.

Damit ist auch die tektonische Rolle der Randfluh, die von MÜHLBERG mit Recht in direkten Zusammenhang mit dem Rislisberggewölbe in der Klus gebracht wird, eindeutig umschrieben: Die Randfluh umspannt im Osten den Triasaufriß von Günsberg in eben derselben Weise, wie dies im Westen durch die Röthfluh geschieht. Das Gebiet von Günsberg wird dadurch innerhalb der Weißensteinkette zu einem tektonisch sehr scharf umschriebenen Abschnitt, der auch nach wesentlich anderem Grundplan gebaut ist als das Stück der Weißensteinkette im Klusengebiet. Dies zeigt sich vor allem darin, daß von der Randfluh an nach Südwesten zu die im Klusengebiet nach Norden geschobene Serie des Außerberges sich ganz von der Weißensteinkette loslöst, um, wie MÜHLBERG vermutet, in St. Verena bei Solothurn wieder aufzutauchen.

### III. Der Aufriß der Weißensteinkette bei Günsberg.

Schon bei früherer Gelegenheit (Weißenstein, S. 92) habe ich meine Auffassung über dieses Gebiet dargelegt. Ich beschränkte mich auf die Diskussion einiger Profilentwürfe, zahlreiche Probleme wurden nur kurz gestreift. Im August 1907 hatte ich die Ehre, ca. 40 Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft durch dieses Gebiet zu führen, und im Bericht über diese Exkursion (diese Zeitschr. 60, S. 140) gab ich auch einige Ergänzungen zur früheren Darstellung. Meiner Auffassung entsprechend wären die eigenartigen Lagerungsverhältnisse bei Günsberg, die sich namentlich im Fehlen eines Gewölbesüdschenkels ausprägen, zurückzuführen auf eine bedeutende, von Norden nach Süden gerichtete Überschiebung.

Gegen diese Deutung wendet sich H. GERTH; er verwirft die Überschiebungshypothese vollständig und nimmt bei Günsberg einen gewaltigen Einbruch des Südschenkels längs einer, wie oben bereits angeführt worden ist, schief durch die Kette verlaufenden Verwerfung an.

Veranlaßt durch GERTHS Einwände habe ich in letzter Zeit das Gebiet von Günsberg wieder besucht, freilich mit dem Ergebnis, daß ich auch heute noch meine früheren Ausführungen in allen prinzipiell wichtigen Punkten aufrecht erhalten muß.

In einem ganz nebensächlichen Punkte stimme ich dagegen GERTHS Ausführungen bei; es betrifft das Profil am Scheibensandhügel, wo in der Tat die ungewöhnlich flache Lagerung des überkippten Lias und des dahinter folgenden Muschelkalks vielleicht erst sekundärer Entstehung sein könnte. Für die Deutung des Gesamtbaues aber ist dies bedeutungslos.

GERTH macht es mir (S. 535) vor allem zum Vorwurf, daß die Überschiebung des Gewölbes gegen Süden zu „eine bloße Hypothese ist, die durch keine tatsächlichen Beobachtungen gestützt wird“.

Ich muß gestehen, daß auch heute noch die Aufschlüsse bei Günsberg nicht derart sind, daß die von mir geforderte große Nord-Süd-Überschiebung direkt demonstriert werden könnte; dies wäre nur durch kostspielige Grabungen oder Bohrungen möglich. Wir müssen uns also damit begnügen, aus allen vorliegenden Tatsachen die Existenz der Überschiebung so wahrscheinlich als möglich zu machen.

Durchgehen wir kurz die speziellen Einwände, die GERTH gegen meine Auffassung erhebt.

H. GERTH schreibt (a. a. O., S. 535): „Vor allem scheint höchst unwahrscheinlich, daß eine so bedeutende Überschiebung nur ganz lokale Ausdehnung besitzt. Westlich Brüggmatt wäre der Muschelkalk des Gewölbekerns über den ganzen Südschenkel bis auf die Molasse überschoben, während direkt östlich dieses Hofes der Südschenkel wieder erhalten ist und eine steil aufragende Fluh bildet. Allerdings durchsetzt bei Brüggmatt ein Quersprung die Kette, aber auf dem Nordflügel der Antiklinale verursacht er nur ganz geringe seitliche Verschiebungen, und es ist nicht einzusehen, wie er auf der Südseite eine so bedeutende Überschiebung plötzlich aufheben soll.“

Ich bemerke hierzu das Folgende: Zunächst habe ich nie behauptet, daß die Überschiebung lediglich eine ganz lokale Erscheinung sei, die etwa gar nur auf das Gebiet zwischen Dählen und Brüggmatt sich beschränke. Wer sich die Verhält-

nisse im Raume vergegenwärtigt, kann an Hand meiner früheren Angaben über Lage und Streichen der Molasse-aufschlüsse von Dählen und Hirzenmatt aus der GERTH'schen Kartenskizze (S. 532) sofort ablesen, daß der Molassezug westwärts unter die Balmfluh, ostwärts in gleicher Weise unter den Südschenkel des Höchstelli hineinzielt. Dabei ist von entscheidender Bedeutung, daß die Molasse nach oben überall fast genau mit der Höhenkurve 700 aufhört, während Jura und Trias des Südschenkels bei Dählen, am Scheibenstandhügel und östlich Brüggmatt immer erst über der 700-Kurve einsetzen. Demnach steht gar nichts der Annahme entgegen, daß die Molasse, die von Dählen bis Hirzenmatt dieselbe konstante Streichrichtung aufweist, nach Osten zu unter dem Höchstelli, nach Westen zu zunächst auch noch unter der Balmfluh sich fortsetzt; Balmfluh und Höchstelli würden dann von Molasse unterteuft und wären eben von Norden her südwärts auf die Molasse hinausgepreßt worden.

H. GERTH läßt freilich die stark überkippten Juraschichten des Südschenkels des Höchstelli (Profil 26) und auch der Balmfluh (Profil 29) in der Tiefe nach Süden zu rasch in normale Lagerung umbiegen, selbstverständlich ohne für eine solche Annahme irgend einen Anhaltspunkt zu haben.

Wie weit nach Osten und Westen zu die von mir zunächst nur aus der räumlichen Verteilung der entscheidenden Aufschlüsse geforderte „Überschiebung“ sich noch fortsetzt, wird sich immer unserer Kenntnis entziehen. Wir wissen nur so viel, daß westsüdwestlich von Balm und östlich etwa von Farnern an die Weißensteinkette andere Grundzüge aufweist, darauf habe ich schon früher hingewiesen (Weißenstein, S. 101—102).

GERTH schreibt weiter (S. 535): „Ferner ist es unverständlich, daß nördlich Günsberg die weit auf die Molasse vorgeschobene Stirn der Überschiebung, die Kalke des Doggers und des Malm, so vollkommen der Erosion anheimgefallen sein soll, daß man heute keine Spur mehr davon findet.“

Ich kann H. GERTH versichern, daß mir das Fehlen verstürzter Massen in der nächsten Nähe von Günsberg längst aufgefallen ist. Daraus läßt sich aber in einem Gebiet, das nachweislich einmal vom Gletscher ganz bedeckt und einmal vom Gletscher eben noch berührt und außerdem auf weite Strecken von Glazial überschüttet worden ist, kein Beweis gegen das Vorhandensein der von mir angenommenen Überschiebung ableiten.

Ich habe mir auch schon die Frage vorgelegt, ob nicht ein Teil der so regellos zerstreuten Malm- und Doggerfetzen,



welche am Abhang zwischen Günsberg und Wiedlisbach hervorstechen, als glazial verschleppt zu deuten sei, fällt doch gerade diese Strecke eben noch mit in das Gebiet, das vom Rhonegletscher während langer Zeit in gleicher Weise okkupiert gewesen ist, nämlich als er den Endmoränen-Zirkus von Wangen a. A. aufbaute. Wir müßten dann annehmen, daß die ehemals vorhandene östliche Fortsetzung der Balmfluh, die in ihrer Molasseunterlage ein sehr wenig solides Fundament besaß, als Bergsturz auf die Gletscherzunge niederbrach und mit dem linksufrigen Moränenmaterial zusammen am Berghang verstreut wurde. Selbstverständlich handelt es sich vorläufig um eine ganz hypothetische Annahme, aber es lag mir daran, dieselbe hier auszusprechen und den Fachgenossen zur Prüfung vorzulegen.

Weiter unten (S. 535) schreibt GERTH: „Schließlich sollte man erwarten, daß in dem tiefen Tälchen, das vom Käspisbergli herunterzieht, die Molasse in die Kette einspringen oder Schichten des überschobenen Südschenkels sichtbar würden.“

Gewiß hat GERTH mit dieser Forderung durchaus recht. Allein ich muß darauf aufmerksam machen, daß die Sohle des Tälchens hoch aufgefüllt ist mit einer zungenförmigen Bergschlupfmasse, die vom Ammannsberg und Käspisbergli herzuleiten ist. Deshalb findet sich mein Molasseaufschluß I bezeichnenderweise nicht im Tal selber, sondern an dessen rechtem Abhang. H. GERTH zeichnet freilich auf seiner Kartenskizze (S. 532) auch im Tälchen selber Molasse ein, dies ist aber unrichtig, dort fehlen oberflächliche Molasseaufschlüsse ganz.

Den folgenden Einwand GERTHS, die Lagerungsverhältnisse am Scheibenstandhügel betreffend, habe ich schon oben teilweise erörtert; ich betone, daß trotz eventuell sekundär verstärkter Überkippung der Schichten ein Beweis gegen meine Anschauung sich daraus nicht ableiten läßt. H. GERTH schließt sich im übrigen meiner Annahme an, daß unter dem Lias Molasse durchstreicht (Prof. 27, rechts).

Damit wären die Einwände GERTHS erledigt; keiner derselben bietet nach irgend einer Richtung hin irgend welche Anhaltspunkte, die entscheidend gegen meine Deutung ins Gewicht fielen. Zugunsten seiner eigenen Auslegung durch Absenkung längs einer Verwerfung führt H. GERTH aus dem Gebiet von Günsberg nichts Positives an.

Trotzdem damit eigentlich schon zur Genüge gezeigt ist, daß die von mir vertretene Annahme einer Nord-Süd-Überschiebung bei Günsberg nach wie vor ihre volle Berechtigung hat, benütze ich gerne die Gelegenheit, einige weitere Tat-



sachen anzuführen, die mit in hohem Maße zugunsten meiner Auffassung sprechen.

Zunächst komme ich nochmals auf den bedeutsamen Molasseaufschluß im Bachriß zwischen Dählen und Säget zu sprechen. H. GERTH legt ein Profil (Textfigur 5, S. 534) durch eben diese wichtige Stelle; dasselbe ist aber in seiner linken Hälfte vollständig unrichtig. Die am Südrande des Profils angegebenen Molassebildungen liegen nicht etwa konkordant zu steilstehendem Kimmeridge, wie man aus GERTHS Skizze (Fig. 5) sofort schließt, sondern fallen mit ca.  $50^{\circ}$  gegen dasselbe ein; dabei ist jede nachträgliche Sackung der Molasseschichten durch die Natur des Aufschlusses ganz ausgeschlossen. Es handelt sich außerdem, was H. GERTH offenbar übersehen hat, nicht etwa um älteste Molasse (M. alsacienne), die als Hangendes der nördlich in unmittelbarer Nähe aufragenden Kimmeridgefluh gedeutet werden könnte, sondern (vgl. Bericht über die Exk. d. Deutsch. Geol. Ges., S. 140) um typisches Delémontien. Das Fehlen von Bohnerzformation und Molasse alsacienne zeigt also aufs Deutlichste, daß zwischen Kimmeridge und Delémontien mächtige Schichtpakete ausgefallen sind, und daß vor allem also hier eine Störung vorausgesetzt werden muß. Schon das überkippte, nördliche Einfallen der Molasse deutet auf eine Überschiebung von Norden her, ich werde unten noch weitere Momente anführen, die diese Annahme stützen.

Von großem Interesse sind auch die Aufschlüsse, die sich höher oben im Bachbett im Rücken der Kimmeridgefluh zeigen, nachdem der Bach diese Felsen in einem kleinen Wasserfall übersprungen hat.

Über die Lagerung des Kimmeridge, das H. GERTH steilgestellt annimmt, fehlen bei der klotzigen Natur der Felsen beim Wasserfall sichere Anhaltspunkte ganz. An einigen oolithischen Felsbänken, die ich noch zum Kimmeridge rechne, beobachtete ich dagegen im Bachbett direkt über dem Fall deutlich ein nördliches Einfallen von nur  $50^{\circ}$ . Oberhalb des Wasserfalls zeigt das Bachbett E-W-Richtung und verläuft ziemlich im Streichen der Schichten, und zwar nach GERTHS Profil in Sequan, in Wirklichkeit aber in typischem Hauptrogenstein, der überall deutlich unter  $35-45^{\circ}$  nach Norden fällt. GERTH hat hier offenbar Hauptrogenstein mit Sequanoolithen verwechselt. Dieser Hauptrogenstein ruht meist direkt auf Kimmeridge, nur an einigen Spuren beobachtete ich zwischen beiden verklemmte Spuren von Sequan; oberer Dogger und Argovien fehlen ganz.

Nördlich des Baches folgt zunächst Schuttbedeckung, die wohl reduzierten Unter-Dogger verhüllt, dann folgt die Lias-kante, deren Schichten in der Tiefe voraussichtlich wie der Rogenstein unter ca.  $45^{\circ}$  Nord fallen, durch oberflächliche Lockerung und Sackung aber meist fast horizontal erscheinen.

Das ganze Profil zwischen Delémontien und Lias setzt sich also wesentlich nur aus reduziertem Kimmeridge und Hauptrogenstein zusammen, alle zwischengelagerten mergeligen Horizonte sind bei der Faltung fast ganz ausgequetscht worden. Die nebenstehende Textfigur 1 faßt alle meine Beobachtungen zusammen und zeigt, daß im großen ganzen ein verkehrter Südschenkel vorliegt, der seine starke Reduktion und Überkippung nur einem von Norden nach Süden wirkenden Druck verdanken kann, genau wie dies meine Auffassung des Gesamtbaues verlangt.

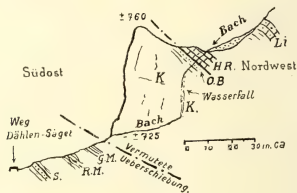


Fig. 1.

Detailprofil durch die Kimmeridgefluh nordöstlich Säget.

*Li* = Lias, *HR* = Hauptrogenstein, *OB* = Oolithische Bänke im untern Kimmeridge, *K* = Massiger Kimmeridgekalk, *G M* = Graue Mergel, *R M* = Rote Mergel und *S* = Sandsteinbänke, alle drei zum Delémontien gehörig.

Weiter östlich, zwischen Dählen und Bruggmatt steigert sich die Reduktion des Südschenkels noch mehr, hier werden Malm und Dogger ganz ausgequetscht, so daß am Scheibenstandhügel Lias und weiter östlich sogar Keuper direkt an Delémontien anstoßen; dementsprechend würde das Ausmaß der Überkippung und Überschiebung hier seinen größten Betrag erreichen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> An neuen Aufschlüssen in bunten Mergeln und Sandsteinen konnte ich im März 1911 feststellen, daß die Molassebildungen am Scheibenstandhügel mit zum typischen Delémontien gehören. Ich hielt früher die ehemals allein sichtbaren Sandsteine für Molasse alsacienne (Weissenstein, S. 95).

Zugunsten meiner Auffassung des Gebirgsbaues spricht auch das Folgende:

Jeder, der schon in stark gestörten Gebieten geologische Aufnahmen ausgeführt hat, weiß, daß große Störungen, seien es Brüche, Verwerfungen usw., meist von zahlreichen parallel verlaufenden kleinern begleitet werden. Diese kleinern Störungen leisten dann große Dienste und geben uns über Richtung, Sinn und Einfallen der Hauptstörung einige Anhaltspunkte, wenn aus irgend einem Grund diese selber nicht gefaßt werden kann.

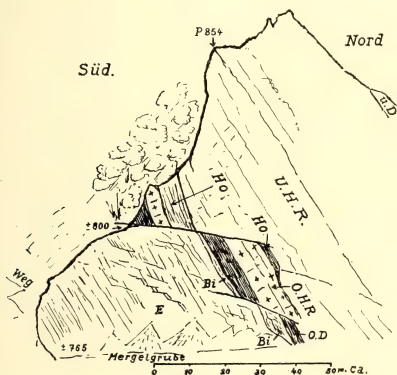


Fig. 2.

Skizze der Mergelgrube in den Effinger Schichten nördlich Balm bei Günsberg.

*U D* = Unterer Dogger, *U H R* = Unterer Hauptrogenstein, *Ho* = Homomyenmergel, *O H R* = Oberer Hauptrogenstein, *O D* = Oberer Dogger, *Bi* = Birmenstorfer Schichten, *E* = Effinger Schichten.

Gegenüber der obern Gipsmühle an der Straße Balm-Balmberg werden zur Fabrikation hydraulischer Kalke Effinger-Schichten ausgebeutet. Diesem Umstande verdanken wir einen ganz prächtigen Aufschluß im Argovien am Ostfuß der Hauptrogensteinnase P. 854. Wir erkennen daselbst, wie die stark überkippten Hauptrogensteinbänke längs mehr oder weniger flach nach Norden einfallenden Verschiebungsflächen jeweils nach Süden über die jüngern Schichten hinübergeschoben sind. Textfigur 2 erläutert diese Verhältnisse, die

ich schon früher (Weissenstein, S. 98) als „Ausquetschungen“ beiläufig angeführt habe.

In diesen kleinen Überschiebungen manifestiert sich auch hier aufs deutlichste der gewaltige Druck, der von Norden her auf die höheren Teile des Südschenkels der Weissensteinkette bei Günsberg gewirkt hat, so daß die älteren Schichten nach unten abgeklemt und ausgequetscht wurden und auf die geschleppten Köpfe der jüngern zu liegen kommen.

Zu diesen Verhältnissen in der Grube zeigen die oben beschriebenen im Bach westlich Dählen weitgehende Analogien: An Stelle des Haupttrogensteins tritt Kimmeridge, statt Effinger Mergel findet sich Delémontien, und da in der Grube alle anormalen Kontakte durch NS gerichtete Überschiebungen bedingt werden, so halte ich mich für vollauf berechtigt, auch jene Störung, die wir zwischen Kimmeridge und Delémontien im Bach bei Dählen annehmen müssen, als eine Überschiebung zu deuten, gleichsinnig und ungefähr parallel gerichtet zu den kleinen Störungen in der Grube.

Ich bemerke, daß die in der Mergelgrube sichtbaren Überschiebungen auch auf der Ostseite der Balmbergstraße sich geltend machen. H. GERTH (S. 538) hat sie hier irrlicherweise als Querstörung gedeutet (vgl. auch Skizze S. 532).

Auffallen muß endlich jedem, der meine Ausführungen über Günsberg kennt, daß H. GERTH es vermeidet, die hier der Weissensteinkette nördlich vorgelagerte Brandbergkette mit in den Kreis seiner Betrachtungen zu ziehen.

Ich stehe durchaus nicht allein, wenn ich annehme, daß bei der Entstehung des Kettenjura zunächst die nördlichsten Ketten sich bildeten, an welche sich dann sukzessive im Süden die folgenden Ketten anlegten. Die innersten Ketten wären die jüngsten, zuletzt angegliederten. Mit dieser Annahme ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß die Faltung der Nordketten noch weiterschrift, als im Süden sich schon die neuen Ketten anreihen.

Unter dieser Voraussetzung ist es selbstverständlich, daß die neu sich angliedernden Ketten in ihrem Bau sich nach den schon vorhandenen, nördlich vorgelagerten Ketten richten mußten. Nun ist auffällig, daß gerade da, wo bei Günsberg die Weissensteinkette südwärts überliegt und bis in den Muschelkalk aufgerissen ist, im Norden lokal eine kurze Kette sich zwischen Weissenstein- und Graiberg-Kette einschiebt, nämlich die Brandbergkette. Es ist ebenso auffallend, daß die Länge der Brandbergkette, zwischen Welschenrohr und Großrüti gemessen, fast genau übereinstimmt mit der Länge

des Muschelkalkaufzuges von Günsberg (vgl. geol. Dufourkarte, Bl. VII, 2. Aufl., aufgenommen von L. ROLLIER). Wenn nun nach der oben angeführten Annahme die Anlage der Brandbergkette älter ist als die der Weißensteinkette, so mußte die Brandbergkette die letztere beeinflussen, und das geschah in der Weise, daß die Brandbergkette die Weißensteinkette zwang, nach Süden auszuweichen, ihr Gewölbekern wurde gegen das Molasseland übergelegt und hinausgedrängt; es kam zu der von mir geforderten Günsbergüberschiebung, die sich um so schärfer ausprägen konnte, als im Süden keine weitere Kette mehr folgte, worauf ich übrigens schon früher (Tektonik des Kettenjura 1907, S. 6) hingewiesen habe.

Nur beiläufig bemerke ich, daß südliche Überkippung der Gewölbe nicht nur bei der Kette am Innenrand des Jura-gebirges sich zeigt (Weißenstein zwischen Balmfluh und Wolfisberg, andeutungsweise auch Born bei Aarburg), sondern auch gelegentlich im Innern des nördlichen Kettenjura in freilich viel geringerem Grade nicht geltend macht, vor allem dann, wenn die Ketten im Süden an ein weites Tertiärbecken anstoßen. Dieses übernimmt dann der Kette gegenüber einfach die Rolle des mittelschweizerischen Molasselandes und läßt in analoger Weise ein südliches Ausweichen und Steilstellung oder schwache Überkippung des Faltensüdschenkels zu (Raimeux bei Crémise, Vorburgkette bei Develier-Dessus usw). Diese nach Süden gerichteten Überkippungen und Rückfaltungen besonders des Jura-Innenrandes fügen sich meiner 1907 gegebenen Darstellung der Kettenjura-Tektonik aufs schönste ein; ja sie werden — und darauf hat A. ROTHPLETZ (Geotektonische Probleme, S. 84—85) schon lange hingewiesen — direkt gefordert, wenn wir die gesamte Jurafaltung auf Südost-Nordwestschub zurückführen wollen.

H. GERTH (S. 535 und 536, Fußnote) setzt an Stelle dieser Nord-Südüberkippung und Überschiebung ein „Absinken des Vorlandes eines Gewölbes“. Dabei vergißt er, daß bis heute am ganzen Jura-Innenrand von Genf bis Regensburg noch nie ein solches Absinken, noch weniger ein Abbruch nachgewiesen worden ist; daß wir vielmehr überall, wenn wir von den schon erörterten Ausnahmen, im besondern von Günsberg absehen, ein normales Untertauchen der mesozoischen Schichten unter das Molasseland beobachten.

#### IV. Der Fächerbau der Weißensteinkette im Balmbergprofil.

Ebensowenig erfolgreich wie bei der Widerlegung der Nord-Südüberschiebung von Günsberg ist H. GERTH bei seinen Bemühungen (S. 540), den Fächerbau der Weißensteinkette im Balmbergprofil in Abrede zu stellen.

Dieser außerordentlich interessante Querschnitt der Kette, der uns deutlich zwei nach der Tiefe zu konvergierende Schenkel zeigt, war seinerzeit die ursprüngliche Veranlassung zur Aufstellung meiner Abscherungstheorie. Und wenn auch diese mit dem Balmbergprofil weder steht noch fällt, so erscheint es mir doch geboten, hier nochmals auf dieses interessante Problem einzugehen.

Was zunächst den Nordschenkel anbetrifft, der im Gebiet des Krüttliberges so außerordentlich deutlich überkippt erscheint, so handelt es sich für H. GERTH um eine Erscheinung, die lediglich „lokaler Natur und auf die durch die Erosion freigelegten steilstehenden Schichtköpfe beschränkt ist“ (S. 540). Die Bestätigung hierfür will H. GERTH in den Bachrissen östlich und westlich des Sollmattbodens gefunden haben.

Begleitet von Herrn stud. geol. H. MOLLET, der in den letzten Jahren die Umgebung von Welschenrohr eingehend durchstreift hat, und dem ich für seine Unterstützung auch an dieser Stelle danken möchte, habe ich in den letzten Tagen den Nordabhang gegen Welschenrohr wieder begangen und namentlich auch die beiden Bachrisse östlich und westlich des Sollmattbodens geprüft.

Was zunächst den östlichen der beiden Bachrisse anbetrifft, so beobachtete ich bei ca. 835 m am Fuß eines Wasserfalls nur zerklüftete, von Rutschflächen durchsetzte Kimmeridgekalke, die irgendwelche sichere Messungen des Einfallens nicht erlaubten. Am Wasserfall oben möchte man z. B. an einigen Stellen flaches Südfallen, an andern steiles Nordfallen annehmen. Ganz eindeutig sind dagegen alle Messungen an den dem Wasserfall benachbarten Felsen, sowie an den Aufschlüssen zu beiden Seiten des Baches weiter unten. Übereinstimmend zeigt sich hier ein Südfallen von 60—72°; also genau dasselbe wie am Weg nach Krüttliberg.

Noch größere Bedeutung kommt dem westlichen Bachriß zu, der am Westfuß des Grausteins eine tiefe Schlucht eingesägt hat. Auf der ganzen Strecke zwischen den Wiesen



von Hinter-Krüttliberg bis hinab auf ca. 800 m existiert im Bachbett nur im Untersten Kimmeridge in der Nähe einer lokalen Störung eine Stelle, wo sich sehr steiles Nordfallen der Schichten zeigt. Sonst ergaben alle Messungen im Sequan und Kimmeridge auf der ca. 700 m langen Strecke ein konstantes Südfallen von  $55-85^\circ$ .

Außerdem ist klar zu erkennen, daß dieses Südfallen namentlich den Fuß der Felsen auszeichnet, während höher oben am Graustein seigere Schichtstellung vorherrscht. Diese Beobachtung, und der Umstand, daß die genannten Messungen alle in der Sohle einer tiefen Bachschlucht genommen wurden, beweisen zur Genüge, daß das Südfallen der Schichten des Nordschenkels ein primäres, tektonisches ist und sich

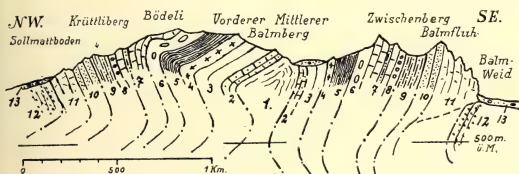


Fig. 3.

Querprofil durch die Weißensteinkette im Balmberggebiet.

1. Anhydritgruppe, 2. Oberer Muschelkalk, 3. Keuper, 4. Lias,
5. Opalinuston, 6. Murchisonae-Blagdeni-Schichten, 7. Hauptrogenstein mit Homomyenmergeln, 8. Oberer Dogger, 9. Argovien, 10. Sequan,
11. Kimmeridge, 12. Molasse, 13. Quartärschutt.

nicht erst nachträglich durch Sackung gebildet hat. Ich habe noch beizufügen, daß die untersten Kimmeridgefelsen (bei ca. 810 m) auf der rechten Seite des Baches eine ausgeprägte steil nordfallende Klüftung aufweisen, während die Schichtung deutlich  $55-68^\circ$  S fällt.

Trotz der gegenteiligen Angaben GERTHS schließen sich also alle Beobachtungen im Krüttliberggebiet zu einem harmonischen Gesamtbilde zusammen; die deutliche tektonische Überkipfung des Nordschenkels zu südlichem Einfallen von durchschnittlich  $60-70^\circ$  liegt außer Zweifel. Ich werde weiter unten zeigen, daß diese Eigentümlichkeit durchaus nicht lokaler Natur ist, sondern im Gesamtbau der Kette begründet ist.

Dem deutlich überkippten Nordschenkel steht im Gebiet Grüebli-Balmfluh ein ebenso klar überkippter Süd-

schenkel gegenüber. Das ist von allen Geologen, die sich mit diesem Gebiete befaßt haben, ich nenne F. J. HUGI, A. GRESSLY, F. LANG und L. ROLLIER, übereinstimmend schon lange erkannt worden. Erst H. GERTH blieb es vorbehalten, Profile zu zeichnen (29 und 30 der Taf. VIII), welche diese Verhältnisse entweder nur andeutungsweise oder gar nicht berücksichtigen. Daß die Querstörung, welche H. GERTH für die Überkipfung des Südschenkels verantwortlich macht, nicht besteht, sondern in Wirklichkeit eine Überschiebung ist, habe ich schon oben (S. 348 hervorgehoben.

Der Vollständigkeit halber stelle ich in Vorstehender Figur 3 nochmals alle meine Beobachtungen zusammen. Die Ergänzung nach der Tiefe ist selbstverständlich hypothetisch. Daß ich aber berechtigt bin, aus der Konvergenz der Malm- und Doggerschenkel eine mehr oder minder vollständige Abklemmung der Anhydritgruppe nach der Tiefe zu abzuleiten, wird bestätigt durch die Aufschlüsse südlich Längmatt (vgl. GERTHS Profil 28), wo in der Tat auch die beiden Muschelkalkschenkel deutlich gegeneinander neigen. Schon F. J. HUGI beachtete diese Eigentümlichkeit<sup>1)</sup>. Irgend ein Grund, dieselbe als nachträgliche Einknickung zu deuten, wie GERTH meint, liegt nicht vor; darauf werde ich unten noch hinzuweisen haben.

### V. Die Querstörungen in der Weißensteinkette bei Günsberg.

Etwas durchaus Neues ist die von H. GERTH bei Günsberg durchgeführte Zerlegung der Weißensteinkette in einzelne Schollen, die durch Querverwerfungen getrennt sein sollen. (Vgl. Tekt. Skizze GERTHS, S. 532.)

Unter dem Begriff Scholle pflegt gewöhnlich ein Stück Erdrinde verstanden zu sein, das durch Brüche scharf vom Angrenzenden abgetrennt erscheint; andererseits gehört es zum Wesentlichen eines Bruches oder einer Verwerfung, daß längs einer solchen Störung ungleiche Schichten aneinander abstoßen, was im Kartenbilde dann durch eine Verschiebung der Schichtgrenzen sich kundgibt.

Aus GERTHS Kartenskizze kann sofort abgelesen werden, daß für die 3 östlichen und die westlichste der 5 Querverwerfungen diese selbstverständliche Voraussetzung an keiner einzigen Stelle zutrifft. H. GERTH gesteht dies übrigens

<sup>1)</sup> F. J. HUGI: Naturhistorische Alpenreise. Solothurn und Leipzig 1830. S. 31.

selber ein, denn er hat die Verwerfungen „nur dann ausgezogen, wenn an ihnen eine tatsächliche Verschiebung der Schichten zu beobachten ist“. Es bedarf aber keiner weitem Begründung, daß Verwerfungen, welche ohne die Schichten zu zerschneiden oder zu verschieben ganze Ketten durchsetzen, ruhig als Phantasiegebilde bezeichnet werden dürfen.

Betrachten wir zunächst die Umgebung der drei östlichen Querverwerfungen so ist eines richtig: sowohl bei Schmiedenmatt als auch bei Längmatt zeigt die Weißensteinkette scheinbar andern Bau als in den angrenzenden Teilen, aber es existieren diesen gegenüber durchaus nicht etwa scharf geschnittene Grenzen<sup>1)</sup>. Das Eigentümliche besteht darin, daß an den genannten Stellen der Nordschenkel — besonders der Dogger — nach Norden zurückgestülpt erscheint und südliches oder mindestens vertikales Einfallen zeigt. Ich habe auf diese beiden „Zurückstülpungen“ schon früher hingewiesen, dabei aber aus Versehen die östliche statt ins Gebiet des „Hochkreuz“ an den „Schattenberg“ verlegt (Weißenstein, S. 101, Fußnote). Über die westliche habe ich eingehend berichtet in meiner Weißensteinarbeit (S. 99), und H. GERTH schließt sich im wesentlichen meinen Beobachtungen an. Differenzen bestehen also nur in der Deutung.

Während GERTH in diesen „Rückstülpungen“ etwas Sekundäres erblickt, das erst durch nachträgliches Zusammensacken des Gewölbes zustande gekommen sei, halte ich diese eigenartige Knickung des Nordschenkels unbedingt für etwas primär Tektonisches.

Ich werde unten zeigen, daß diesen „Rückstülpungen“ durchaus nichts Außergewöhnliches anhaftet, daß sie sich vielmehr in ganz ungezwungener Weise dem Bauplan der ganzen Kette einordnen; es soll auch später geprüft werden, ob dem Vorgang der Sackung für die Morphologie der Juraketten große Bedeutung beizumessen ist. Ich bemerke an dieser Stelle nur, daß sich im ganzen Längmatt-Profil vom Grüebli bis hinauf zum Stierenberg nirgends abnorme Lockerung der Schichten zeigt, wie sie für nachträgliche Sackung indizierend wäre. Ferner ist zu beachten, daß der steilstehende Dogger des Nordschenkels bei Längmatt wohl heute nach Osten zu in die Luft ausstreicht, daß er aber früher wahrscheinlich in direktem Zusammenhang mit dem ebenfalls aufgerichteten Dogger des Hochkreuzes gestanden hat. Wir hätten

<sup>1)</sup> Durch ein Versehen hat H. GERTH auf S. 533 (unten), 534 und 536 „Schwengimatt“ statt „Schmiedenmatt“ geschrieben.

also dann nicht nur mit lokaler Steilstellung des Nordschenkels zu rechnen, sondern mit einer weithin zu verfolgenden Steilzone, die eben im Gebiet zwischen Längmatt und Hochkreuz der Erosion anheimgefallen ist.

H. GERTH vermutet endlich auch westlich des Sollmattbodens eine Querverwerfung, aber auch hierfür liegt gar kein Grund vor. Die Molasse des Sollmattbodengebietes streicht nach Westen zu anscheinend ungestört weiter. Dies dürfte durch ein Molassevorkommen bewiesen werden, das sich ca. 60 m östlich P. 819 (Bl. Weißenstein) an einem Waldwege zeigt; Herr MOLLET machte mich darauf aufmerksam. Die Malmmassen westlich und nordwestlich des Sollmattbodens, den Kanzelfelsen inbegriffen, sind als Ganzes abgerutscht, was GERTH offenbar übersehen hat.

Wenn also für vier von den fünf Querverwerfungen GERTHS irgendwelche Anhaltspunkte nicht vorliegen, so besteht dagegen der Bruch im Westen von Längmatt zu Recht. Daß hier im Nordschenkel der Kette „eine bedeutende Querstörung nachgewiesen werden kann“, habe ich schon 1907 (Weißenstein, S. 100, Fußnote) erörtert, und es ist möglich, daß es sich dabei um dieselbe Störung handelt, die F. MÜHLBERG schon 1894 auf seiner „Geotektonischen Skizze der nordwestlichen Schweiz“ (Livret guide, Pl. 6) eingezeichnet hat, freilich ist die Richtung mehr eine nordnordwestliche. GERTH ist aber, wie ich schon oben (S. 348) bemerkt habe, im Unrecht, wenn er diese Querstörung südostwärts durch den Kern und den Südschenkel der Kette durchzieht.

Legen wir uns die Frage vor, welche Ursache diese Querstörung im Nordschenkel der Kette herbeigeführt haben mag, so scheint mir, daß eine Antwort namentlich in zwei Richtungen gesucht werden dürfte.

Zunächst ist es auffallend, daß die Gesamtrichtung der Störung genau auf das Westende der Brandbergkette hinweist. Im Westen der Störung, wo der Brandberg im Norden kein Hindernis mehr bildet, brandet die Weißensteinkette deutlich nordwärts vor, wie dies auch H. GERTH in Text (S. 538) und Kartenskizze (S. 532) hervorhebt. Da ich oben ausgeführt habe, daß wahrscheinlich die Anlage der Brandbergkette der der Weißensteinkette voranging, so könnten wir also die Querstörung von Längmatt auf den verschiedenen Widerstand zurückführen, den die Weißensteinkette im Norden bei ihrer Entstehung vorgefunden hat.

Andrerseits dürfen wir nicht außer acht lassen, daß die Längmattquerstörung ungefähr da sich zeigt, wo, wie unten

näher zu erörtern sein wird, die Schwarzwaldlinie die Weißensteinkette quert. Man könnte also geneigt sein, im Auftreten dieser Querstörung eine Beeinflussung der jung- oder postmiocänen Jurafaltung durch die in ihrer Anlage ältere schwarzwäldische Störungslinie zu erblicken. Wir hätten dann die Längmattregion als ein Gebiet der Weißensteinkette anzusprechen, in dem es unter dem Einfluß schwarzwäldischer Momente zur Bruchbildung gekommen ist.

In GERTHS Arbeit fehlen direkte Hinweise auf eine solche gegenseitige Beeinflussung zwischen älteren schwarzwäldischen Linien und Kettenjura ganz; und doch möchte ich vermuten, daß GERTH die zahlreichen schwarzwäldischen Verwerfungen und Grabenbrüche des Basler Tafeljura vorschwebten, wenn er die Weißensteinkette durch rein hypothetische Nord-Südbrüche in „Schollen“ zerlegt und endlich von einer „grabenartigen Depression“ bei Schmiedenmatt spricht (S. 534).

Was das Gebiet der Schmiedenmatt betrifft, so existiert hier allerdings in der Malmnordflanke eine durch die Erosion geschaffene Lücke. Daß dieselbe aber nicht durch Querbrüche bedingt worden ist, beweist der ununterbrochene Zusammenhang, den die Malmschichten von Schmiedenmatt mit den angrenzenden Felsen des Rüttelhorns und besonders deutlich mit denen der Kempenfluh zeigen.

Wie unten für das Weißensteingebiet noch näher ausgeführt werden soll, gehört es fraglos zu den interessanten Problemen, die der nordschweizerische Jura bietet, eben diese gegenseitigen tektonischen Beziehungen zwischen Schwarzwald und Kettenjura eingehend zu verfolgen. Am weitesten vorgeschritten ist in dieser Hinsicht die geologische Untersuchung im östlicher gelegenen Basler-Jura, wobei ich namentlich auf die neuerdings erschienene Arbeit von H. CLOOS<sup>1)</sup> verweisen möchte. Freilich kann ich die Bemerkung nicht unterdrücken, daß auch durch diese Veröffentlichung CLOOS' eine ganz einwandfreie Lösung der schon 1899 (Eclog. geol. Helv. VI, S. 177) von mir aufgeworfenen Frage, ob „die alttertiären Grabenbrüche als Querstörungen in den Faltenzügen der jungtertiären Juraketten sich noch äußern“, nicht gegeben worden ist.

Ich gehe mit H. CLOOS darin einig, daß die Grabenbrüche der Umgegend von Gelterkinden sich auch noch in der Homberg-Hasenhubelkette, und zwar hier als Querstörungen äußern, stellt doch diese Kette nur den aufgestülpten

<sup>1)</sup> H. CLOOS: Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen usw. N. J. f. Min., Beil.-Bd. XXX.



Südrand des Tafeljura vor. Dagegen kann ich einige Bedenken nicht unterdrücken, wenn H. CLOOS auch die südlich der Überschiebungzone des Muschelkalkes nachgewiesenen Querstörungen als direkte Verlängerung der Tafeljura-Verwerfungen ansieht, dabei aber hervorheben muß, daß die trennende Muschelkalkzone keine Querstörungen aufweise. Ich füge bei, daß für die Querbrüche des Kettenjura eine genaue Altersbestimmung unmöglich ist, weil sie nirgends an Tertiär herantreten. Obwohl ich früher schon (Tekt. d. Kettenjura, 1907, S. 5, Fußnote) mit der Möglichkeit gerechnet habe, daß die Grabenbrüche nach den tiefern Schichten zu überhaupt erlöschen, so erscheint es mir trotzdem in höchstem Grade verwunderlich, daß die Muschelkalkzone ganz von diesen Störungen verschont bleibt, um so mehr als H. CLOOS (S. 204) von der wichtigsten der angeführten Bruchlinien (Oberdiegten-Asprain) betont, daß ihre Sprunghöhe im Gegensatz zu den meisten übrigen Tafeljura-Verwerfungen nach Süden zu wächst. Daß diese Störung trotzdem den Muschelkalk überspringen soll, ist so auffällig, daß ich die Meinung nicht unterdrücken kann, es seien die Brüche in den südlichen Ketten vielleicht doch eine erst bei der Jurafaltung entstandene, sekundäre Begleiterscheinung derselben und bedingt durch die verschiedenen Widerstände, welche die Ketten an der ja so außerordentlich verschieden gebauten Muschelkalkzone im Norden gefunden haben.

Daß die Quersprünge im Kettenjura mehr oder weniger in die Verlängerung der Tafeljurabrüche fallen, steht mit meiner Anschauung durchaus nicht im Widerspruch; denn diese bedingten nicht nur den Bau der Hombergkette, sondern beeinflussten damit auch die Muschelkalkzone und wurden dadurch auch richtungsbestimmend für die Querstörungen im südlichen Kettenjura.

Ohne auf Details einzutreten, wollte ich meine Auffassung wenigstens skizzieren und der von H. CLOOS gegenüberstellen. Wir dürfen mit Interesse den Karten und Erläuterungen F. MÜHLBERGS entgegensetzen, die sich gleichfalls mit diesen Problemen zu beschäftigen haben werden.

Daß G. STEINMANNS Annahme, es seien auch die tektonischen Verhältnisse in den Klusen von Mümliswil und Baisal durch Verwerfungen bedingt, welche zum Teil in gleicher Richtung wie die schwarzwäldischen Brüche verlaufen, unhaltbar ist, hat schon F. MÜHLBERG dargelegt; ich habe oben verschiedene Beobachtungen angeführt, welche wohl endgiltig zugunsten MÜHLBERGS sprechen.



## VI. Der Bau der Weißensteinkette zwischen dem Tunnelgebiet und dem Aufriß von Günsberg.

Bei der Durchsicht der Arbeit GERTHS ist mir aufgefallen, daß der weitaus unsicherste Punkt meiner Profilentwürfe von Günsberg gar nicht diskutiert wird: nämlich das von mir im Profil 4 (Weißenstein, S. 93) angenommene südliche Einstechen der Dünnermulde unter die Malmplatte des Kamben. Man könnte höchstens aus GERTHS Profilen 27 und 28 etwas wie eine Zustimmung zu meiner Anschauung erkennen wollen.

Ich habe seinerzeit zu dieser Annahme gegriffen, weil die im Weißensteintunnel beobachteten Verhältnisse keine andere Deutung zuzulassen schienen; das unvermittelte oberflächliche Aufhören der im Tunnelprofil zweifellos sehr tief einstechenden Mulde von Gänsbrunnen schien mir anderswie unerklärlich.

Inzwischen habe ich das Gebiet wieder durchstreift und glaube nun eine bessere Erklärung vorschlagen zu können, besser namentlich deshalb, weil damit auch andere Schwierigkeiten fallen. Wir müssen uns dabei vor allem von regionalen Gesichtspunkten leiten lassen und die Stellung des Günsberggebietes zum übrigen Faltenjura und im besondern auch zum Schwarzwald ins Auge fassen.

ALBR. MÜLLER hat als erster auf den Einfluß hingewiesen, den der Schwarzwald auf die Tektonik des nordschweizerischen Jura ausgeübt hat. G. STEINMANN hat diese Gedanken später erweitert und zu einem geschlossenen Bilde ausgebaut<sup>1)</sup>. Im besondern hat G. STEINMANN den Einfluß des Schwarzwaldflexur nicht nur wie MÜLLER bis zur Montterrible-Linie verfolgt, sondern auch verschiedene Eigentümlichkeiten der südlichen Juraketten mit der „Schwarzwaldlinie“ in Beziehung gebracht. Ein solcher Einfluß scheint in der Tat in hohem Maße sich geltend gemacht zu haben, namentlich tritt dies auf der Neuauflage der geol. Dufourkarte, Bl. VII (aufgenommen von L. ROLLIER) klar hervor. Wir sehen, wie auf einer ungefähr von Breitenbach über Montsevelier und Mervelier nach Solothurn gehenden Linie alle Faltenscheitel nach Osten zu sich um beträchtliche Beträge herausheben. Wir haben dies wohl so

<sup>1)</sup> G. STEINMANN: Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B., Bd. VI, Heft 4, 1892. In dieser Abhandlung sind auch die älteren Arbeiten ALBR. MÜLLERS aufgeführt.

zu deuten, daß eben unter dem Einfluß der Schwarzwaldflexur das Gebiet östlich der genannten Linie schon vor der Jurafaltung höher lag. Als sich nun später quer zur Flexur und diese teilweise überwältigend die Juraketten bildeten, lagen die Faltenscheitel von Anfang an im Osten höher und wurden rascher abgetragen als im Westen. Dem namentlich im nördlichen Teil des Kettenjura östlich der Flexurlinie wirksamen stauenden Gegendruck des Schwarzwaldes (Dinkelberges) kommt für die südlichen Ketten unseres engeren Untersuchungsgebietes anscheinend keine große Bedeutung mehr zu. Hier zeigt sich vor allem das Ansteigen der Falten sowohl in der Graiterykette beim Malsenberg als auch in der Weißensteinkette im Balmberggebiet. Wahrscheinlich ist auch das Auftauchen der Brandbergkette bei Welschenrohr hiemit in Beziehung zu bringen. Für die Weißensteinkette dürfen wir den Betrag, um den sich der Scheitel vom Tunnel aus ostwärts bis zum Maximum bei Günsberg hebt, auf gegen 500 m veranschlagen. Bis zur Röthifluh bestimmte ich ihn schon früher zu 285 m (Weißenstein, S. 124).

Dieses ganz gewaltige Ansteigen der ganzen Kette hat nun vor allem eine wichtige Erscheinung im Gefolge: daß nämlich in den östlichen Gebieten die tiefern Teile der Kette, im besondern die Sockelpartien der Schenkel oberflächlich sichtbar werden, die weiter im Westen noch ganz in der Tiefe verborgen sind. Auf die Bedeutung dieser Tatsache komme ich unten noch eingehend zu sprechen.

Da es sich bei dieser Heraushebung der Ketten aber nicht um eine lokale Erscheinung handelt, sondern, wie ausgeführt, um eine regionale, so dürfen wir mit aller Wahrscheinlichkeit annehmen, daß von ihr nicht nur die Ketten, sondern auch die von ihnen eingeschlossenen Mulden betroffen werden. Hebt sich aber die Sohle der Mulde von Günsbrunnen um ähnliche Beträge wie die angrenzenden Ketten, so erscheint das fast vollständige Aussetzen dieser Mulde östlich Welschenrohr durchaus erklärlich. Dann aber fällt auch jede Stütze zugunsten meiner früheren Hypothese dahin, daß nämlich die Mulde auch östlich von Welschenrohr in der Tiefe nochmals nach Süden einsteche.

Von diesen Überlegungen, zu welchen ich durch meine diesjährigen Begehungen geführt worden bin, ausgehend, habe ich durch das Gebiet zwischen Günsbrunnen und Günsberg nun neuerdings Profile entworfen, die ich stark verkleinert auf nebenstehender Figur zusammenstelle.

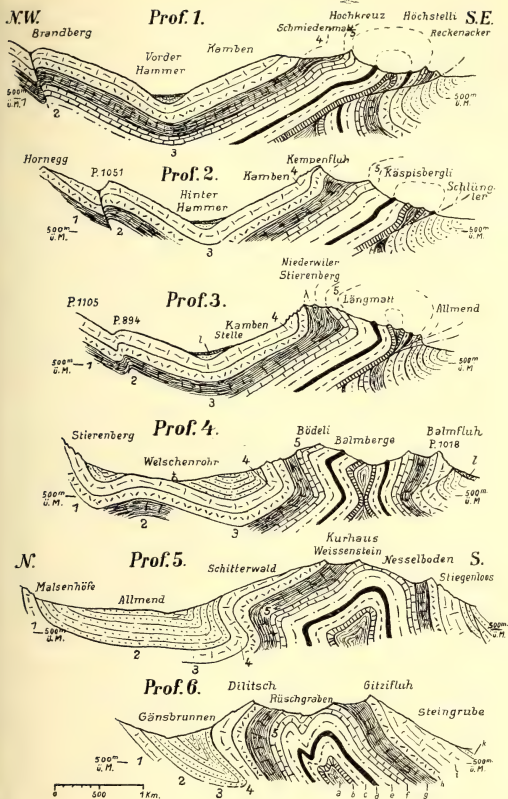


Fig. 4.

Profilentwürfe durch die Weißensteinkette zwischen Günsbrunnen und Günsberg.

*a* Anhydritgruppe, *b* Oberer Muschelkalk, *c* Keuper, *d* Lias, *e* Unterer Dogger, *f* Hauptrogenstein, *g* Oberer Dogger und Argovien, *h* Sequan, *i* Kimmeridge und Portland, *k* Bohnerz und Molassebildungen, *l* Quartär.

1–5 tektonisch sich entsprechende Elemente, und zwar: 1 Süd-schenkel der Graiterykette; 2 Kern der Brandbergkette; 3 Sohle der Mulde Günsbrunnen-Welschenrohr; 4 Knickung am Südrande dieser Mulde und 5 Bödeliflexur (= zum Teil der Stahlfluhfalte entsprechend).

Soweit diese Profile das Günsberggebiet betreffen, brauche ich auf eine Diskussion nicht einzutreten. Ich habe in diesen Strecken die Günsberg-Überschiebung zur Darstellung gebracht, die ich nach wie vor als einzige Lösung des Günsbergproblems betrachte. In dieser Hinsicht bilden die Profile die Ergänzung und Illustration zu den im Abschnitt III enthaltenen Angaben.

Wichtiger sind mir die nördlichen Abschnitte der Profile.

Aus Profil 6 ist ersichtlich, daß unterm Dilitsch der Nordschenkel der Weißensteinkette steil südwärts überkippt ist. Die Tatsache, daß diese Überkipfung nicht nur oberflächlich im Tal des tief eingeschnittenen Rüschrabens zu beobachten ist, sondern im Tunnel tief unter der Oberfläche in noch viel ausgeprägterem Maße sich zeigte, beweist zur Genüge, daß diese Überkipfung nicht erst durch nachträgliche Sackung der Kette, sondern primär bei der Faltung entstanden ist.

Im Gebiet des Schitterwaldes (Profil 5) erleidet die Weißensteinkette gegenüber Profil 6 zunächst eine leichte Absenkung; zwischen den Profilen 5, 4 und 3 aber setzt nun jenes gewaltige Ansteigen der Kette ein, das ungefähr im Gebiet von Profil 2 seinen Höhepunkt erreicht. Hand in Hand mit dem Aufsteigen geht eine immer tiefer greifende Abtragung.

Besonderes Interesse bietet dabei der Nordschenkel der Kette. In den Profilen 6 und 5 sind die vom Tunnel nachgewiesenen überkippten Partien des Nordschenkels ganz in der Tiefe verborgen. Indem sich nun aber die Kette gegen Osten hebt, tritt südlich Welschenrohr diese überkippte Schichtserie an die Oberfläche und bildet am Krüttliberg jenen steil südfallenden Nordschenkel, der detailliert auf der Textfigur 3 (S. 351) dargestellt ist. Die breite Schichtplatte des Schitterwaldes (Profil 5) ist nur noch durch den Hauptrogenstein des Bödels (Profil 4) angedeutet.

Im Profil 3 erscheint die Kette noch mehr gehoben. Vom überkippten Nordschenkel sind uns hier nur noch die Sockelpartien erhalten, und diese erscheinen infolge der weit vorgeschrittenen Abtragung auf der Südabdachung der Kette. Sie sind es, welche hier das verkehrt einfallende und bisher so unverständliche Profil Längmatt-Niederwiler Stierenberg aufbauen! Nicht um eine Rückstülpung handelt es sich, wie ich früher irrtümlicherweise angenommen habe, noch viel weniger um eine nachträgliche Sackung, wie GERTH meint,

sondern das ganze Längsmattprofil entspricht einfach dem im Tunnelprofil konstatierten verkehrten Nordschenkel, der infolge des allgemeinen Ansteigens der Kette auf den Kamm des Niederwiler Stierenberges gehoben erscheint! Jene deutliche muldenförmige Knickung, welche der Malm direkt nördlich der Kempenfluh (Profil 2) und des Niederwiler Stierenberges aufweist, möchte ich vergleichen jener Knickung, welche wir in den Profilen 6—4 am Südrande der Gänsbrunnen-Mulde voraussetzen müssen. Mit der aufsteigenden Kette hebt sich auch diese Knickzone, bis sie zwischen Kempenfluh (Profil 2) und Schmiedenmatt (Profil 1) in die Luft ausstreicht; ihre Fortsetzung wäre am Rüttelhorn zu suchen.

Im Profil 2, wo der Betrag der Günsberg-Überschiebung daß größte Ausmaß erreicht, ist die steilstehende oder gar überkippte Partie des Nordschenkels, soweit er in Dogger fällt, ganz erodiert; im Profil 1 aber setzt am Hochkreuz mit dem Absinken der Kette der Dogger wieder ein; hier befindet sich unsern heutigen Kenntnissen zufolge die östlichste Stelle, wo sich der im Tunnel durchfahrene steilstehende Dogger des Nordschenkels nochmals an der Oberfläche zeigt.

Diese Steilzone, welche wir vom Tunnelgebiet ostwärts verfolgt haben, aber trennt, wie die Profile leicht erkennen lassen, die so gleichartig beschaffenen Malmplatten des Schitterwaldes (Profil 5) und des Kamben (Profil 2 und 1) scharf voneinander. Die Schitterwaldplatte streicht schon zwischen den Profilen 4 und 3 in die Luft hinaus, dafür taucht (Profil 4) die Kambenplatte auf, die weiter westlich mit den Untergrund des Tertiärs von Gänsbrunnen bilden hilft. Diese vollständige tektonische Verschiedenheit der beiden Malmplatten aber entzieht meiner frühern Hypothese, daß auch im Gebiet des Kamben gleichwie im Schitterwald ein südliches Einstechen der Tertiärmulde von Gänsbrunnen vorauszusetzen sei, jegliche Berechtigung. Aller Wahrscheinlichkeit nach streicht diese Tertiärmulde nach Osten zu fast vollständig in die Luft aus, indem sich der Rest der jurassischen Unterlage zur Brandbergkette aufwölbt. Erst mit dem Absinken der Brandberg- und Weißensteinkette westlich und südlich Matzendorf setzt auch die Tertiärausfüllung dieser Mulde wieder in größerer Breite ein.

So glaube ich denn unter Berücksichtigung des regionalen Verbandes endlich einer endgültigen Lösung der tektonischen Probleme von Günsberg-Welschenrohr näher gekommen zu sein. Wir brauchen uns nur die Tatsache des gewaltigen Ansteigens der ganzen Kette vor Augen zu halten, um die verschiedenen tektonischen Elemente von West nach Ost in ihrer

beständig wechselnden Erscheinungsform zu begreifen. Gerade darin beruht der Vorteil dieser neuen Erklärung, daß auch alle scheinbar lokalen Unregelmäßigkeiten sich einem gemeinsamen Grundplan einfügen. Wir haben nicht mehr nötig, mit GERTH zu hypothetischen Querstörungen unsere Zuflucht zu nehmen, und auch die gewaltigen nachträglichen Sackungerscheinungen, durch welche GERTH die Überkipfung der Schichten bei Krüttliberg, Längmatt und Hochkreuz usw. erklären möchte, werden ganz überflüssig. So gut wie im Tunnelgebiet, verdankt auch weiter östlich diese steilstehende oder überkippte Zone der primären Faltung ihre Entstehung.

Nur beiläufig bemerke ich noch, daß die östliche Heraushebung der Weißensteinkette nicht ganz ohne Brüche vor sich geht. Ein bedeutender, Südwest-Nordost gerichteter Bruch, der auf GERTHs Skizze (S. 532) fehlt, ist z. B. südöstlich Welschenrohr beim ersten t der Bezeichnung „Sollmatt“ (Siegfr. Bl. Weißenstein) vorauszusetzen. An einem Weg in der Nähe des Waldrandes südlich P. 732 ist verrutschte Molasse angeschnitten und wird im Osten beträchtlich überragt von gehobenem Kimmeridge, das in seiner südwestlichen Verlängerung die auf der topogr. Karte eingetragene Felswand bedingt. Der Bruch fügt sich dem Ansteigen der Kette harmonisch ein.

Aufgabe einer spätern minutiösen Feldaufnahme wird es sein, die oben nur skizzierte tektonische Deutung weiter zu prüfen und in ihre letzten Konsequenzen zu verfolgen. Schon heute aber scheint mir festzustehen, daß die Komplikationen von Günsberg nicht zu lösen sind ohne Berücksichtigung der in ihrer Anlage wohl oligocänen Schwarzwaldlinie, welche vor der Faltung sich hier anscheinend weniger als Flexur wie weiter nördlich, sondern als flacher Querrücken mit steilerer westlicher Abdachung geltend gemacht haben dürfte.

Die so umschriebene „Schwarzwaldlinie“ bedingte das regionale Ansteigen des ganzen Gebietes bis zur maximalen Erhebungslinie Brandberg-Günsberg. Von diesem Maximum aus findet nach Osten zu ein schwächeres Absinken statt als nach Westen. Wohl unter dem Einfluß der Schwarzwaldlinie entstand bei der jung- oder postmiocän erfolgenden Jurafaltung die ganz lokale Brandbergkette, und diese wiederum bedingte in der südlich sich angliedernden Weißensteinkette die markantesten Züge: die Überschiebung von Günsberg und die Querstörung von Längmatt.



## VII. Ergänzende Bemerkungen über die Velleratkette, das Clos du Doubs und die Jurafaltung im allgemeinen.

Es bleibt mir endlich noch übrig, einige Bemerkungen anzuschließen über meine Arbeiten bei Vellerat und im Clos du Doubs, deren Ergebnisse GERTH glaubt kurzerhand umdeuten zu müssen (Fußnoten S. 530 und 541—42).

Rauracien-Waldkamm von Côte des Pores      P. 960 des Forêt de la Cendre



Nordwest  
Rauracien-  
kamm

Oberes  
Oxford  
(Terrain à  
chailles)

Phot. Dr. F. HINDEN, Basel. Aufgenommen im Mai 1911.

Fig. 5.

Ansicht der Überschiebungsfläche von Champs la Joux bei Choindex (Berner Jura).

Ich gehe wohl nicht fehl in der Annahme, daß H. GERTH weder das Clos du Doubs noch Vellerat selber besucht hat, daß seine Bemerkungen also über den Wert bloßer Vermutungen nicht hinausgehen. Die zahlreichen Fachgenossen, welche allein oder mit mir die beiden Gebiete besucht haben, traten, soweit ich erfahren habe, immer im Prinzip meiner Anschauungsweise bei.

Was zunächst Vellerat anbetrifft, so liegen hier die Verhältnisse so klar zutage, daß ich statt vieler Worte einfach auf nebenstehende Photographie der Überschiebungsfläche von Champs la Joux verweise. Mit dieser Abbildung ver-

gleiche man Profil 2 der Tafel II meiner Notiz über Clos du Doubs u. Vellerat, nur sind links und rechts gerade zu vertauschen.

Die durch prachtvolle Rutschstreifen und Hohlkehlen ausgezeichnete Gleitfläche trennt steilstehendes Rauracien (unten) von überschobenen Oxford (rechts). Das Rauracien steht in normalem Verband mit dem Doggerkern der Kette (bewaldeter Rücken im Mittelgrund links); das normale Hangende zum überschobenen Oxford wird dagegen gebildet von der mitüberschobenen Rauracienfelswand rechts oben im Bilde. Aus der Neigung der Überschiebungsfläche geht deutlich hervor, daß dieselbe in den Doggerkern nicht eindringt, sondern über diesen hin weist (vgl. das genannte Profil 2); im Malm südlich des Doggerkerns ist die Überschiebung nicht nachweisbar, sie erlischt im plastischen Oxfordton.

Daß eine so ausgezeichnete Rutschfläche sich nicht erst durch nachträgliche Sackung des Rauracien (rechts oben) bilden konnte, sondern in der primären Tektonik begründet ist, braucht nicht weiter erörtert zu werden.

Auch meine frühere Auslegung des Gebirgsbaus des Clos du Doubs glaube ich heute noch aufrecht erhalten zu können. Grade im Hinblick auf dieses Gebiet darf ich meinem Kollegen GERTH versichern, äußerst vorsichtig vorgegangen zu sein, handelte es sich doch in letzter Linie darum, aus meinen Untersuchungen die Prognose für einen  $3\frac{1}{2}$  km langen Stollen abzuleiten; eine Aufgabe, die jedes leichtsinnige Spekulieren von vornherein ausschloß.

Meine geologischen Untersuchungen im Clos du Doubs werden übrigens im Auftrage der Schweiz. Geol. Kommission weiter geführt. Ich habe schon im Bericht über die letztjährigen Exkursionen der Schweizerischen Geol. Gesellschaft (Ecl. Geol. Helv. XI, Nr 3, S. 319) darauf hingewiesen, daß weiter westlich, auf französischem Gebiet auch der Dogger an der Überschiebung teilnimmt. Ein bloßes Abgleiten der ganz geschlossenen Malmplatte von Champs derrière, wie GERTH meint, ist also ausgeschlossen.

Auf den ersten Blick scheint dies nun im Widerspruch zu stehen mit meiner Darstellung der Verhältnisse auf Schweizerboden. Allein ich bemerke, daß die Kette des Clos du Doubs im Westen auf französischem Gebiet bei Chauvillers viel komplizierter gebaut und namentlich höher aufgefaltet ist. Indem sie nach Osten einfacher wird, und im Streichen absinkt, überträgt sich die Überschiebung mehr und mehr auf den Malm, was ich durch nebenstehende Skizze ganz roh erläutern möchte.

Ich vermute, daß sich hieraus später eine weitere Gesetzmäßigkeit wird ableiten lassen, die auch für andere Ketten gilt: daß nämlich selbständige Malmüberschiebungen sich wesentlich nur an den absinkenden Enden der Ketten finden; da, wo der faltende Schub vor allem die obersten Horizonte ergriff. Das Beispiel von Vellerat würde sich diesem Gesetz in ausgezeichneter Weise einfügen.

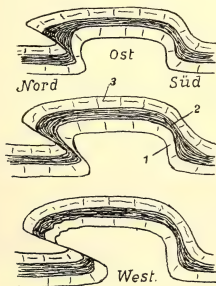


Fig. 6.

Schematische Profile der Clos du Doubs-Kette zur Demonstration der Entstehung der Malm-Überschiebung von Frénois.

1. Haupttrogenstein und Oberer Dogger, 2. Oxfordien, 3. Rauracien.

Wer meine Clos du Doubs-Profile von 1909, im besondern Nr. 9 und 10 genauer betrachtet, erkennt, daß das Rauracien im Südschenkel bei Champs Brochet und Pature des Plain von der Knickung lange nicht so stark betroffen wird wie der angrenzende Dogger. Dies kann in der Natur leicht erkannt werden. Dadurch erhalten wir schon hier einen kleinen Überschuß an Rauracien, der sich voraussichtlich an den Knickungen des Doggerscheitels noch vermehrt. Dieses Zuviel an Rauracien ist nach Norden vorgeschoben worden und bei der Faltung auf der Oxfordunterlage vorgeglitten.

Ich trete für heute auf diese Probleme nicht näher ein. Meine Prognose für den erwähnten Stollen wird später veröffentlicht werden, und der nachfolgende Bau, der in etwa 2 Jahren begonnen werden soll, wird endgültig zu meinen Gunsten oder Ungunsten entscheiden. Nur nebenbei bemerke ich, daß ähnliche Erscheinungen wie im Clos du Doubs auch an andern Ketten sich zeigen; eines der interessantesten Bei-

spiele dieser Art, wo sich das selbständige tektonische Verhalten des Malm sogar kombiniert mit der Überschiebung einer bis in den Keuper aufgerissenen Kette, bietet der Landsberg in der Vorburgkette. Seit meinen Aufnahmen im Clos du Doubs war ich auf diese Analogie aufmerksam geworden und es war mir eine erwünschte Bestätigung meiner Ansicht, als anlässlich der erwähnten Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft ins Clos du Doubs Herr Dr. ED. GREPPIN unabhängig von mir denselben Gedanken aussprach.

Wie ich hier nochmals betonen möchte, bedeuteten meine Ausführungen über Clos du Doubs und Vellerat-Kette genau genommen nichts anderes als den weitem Ausbau meiner 1907 aufgestellten Abscherungstheorie, wonach bei der Jura-

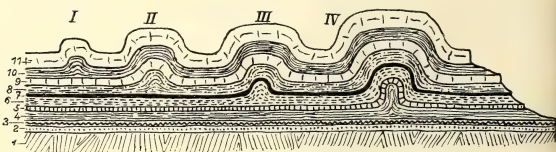


Fig. 7.

Theoretische Primärtypen der Jurafalten der Nordschweiz.

1. Grundgebirge, 2. Perm und Buntsandstein, 3. Wellenkalk, 4. Anhydritgruppe, 5. Oberer Muschelkalk, 6. Keuper, 7. Lias, 8. Unterer Dogger, 9. Hauptrogenstein, 10. Oxford bzw. Argovien, 11. Oberer Malm. Das Hangende des Malm ist weggelassen worden.

faltung der Anhydritgruppe die Rolle einer Gleitschicht zugefallen wäre. Der Faltungsprozeß hätte sich dementsprechend beschränkt auf die Anhydritgruppe und ihr Hangendes, während ihr Liegendes in die Juraketten nicht mit einbezogen worden wäre.

Ich freue mich, daß diese Theorie der Jurafaltung die Zustimmung aller Geologen gefunden hat, die sich in letzter Zeit mit Juratektonik beschäftigt haben, auch H. GERTH tritt ihr bei.

Wenn aber die Bedeutung der Anhydritgruppe als Gleitschicht allgemein zugegeben wird, so ist andererseits gar nicht einzusehen, warum die übrigen Ton-Mergelkomplexe: Keuper, Opalinuston, Oxford bzw. Argovien nicht eine ähnliche Rolle hätten spielen sollen; F. MÜHLBERG hat dies schon 1894 kurz angedeutet. Wie nebenstehende Skizze ganz schematisch zeigen soll, sind rein theoretisch im Kettenjura zunächst ebenso viele primäre Faltentypen möglich, als

mächtige Gleitschichten vorhanden sind; in der Nordschweiz also vier. Je nach dem Radius des Gewölbebogens können wir an Hand der Normalmächtigkeiten der Schichten schätzungsweise ableiten, welcher Tonmergelkomplex im gegebenen Fall als Gleitschicht und zugleich als tiefste mitgefaltete Schicht zu bezeichnen ist. Die Typen I—III hätten wir vor allem unter den kleinern Ketten zu suchen; ob sie sich einwandfrei nachweisen lassen, möchte ich später einmal näherer Prüfung unterziehen. Typus IV, wo die gesamte Schichtserie bis hinab zur Anhydritgruppe von der Faltung ergriffen wurde, ist in der Nordschweiz wohl der häufigste und am reinsten durch die Weißensteinkette bei Balmberg repräsentiert. Übrigens ist anzunehmen, daß wohl ein und dieselbe Kette zwischen der Stelle maximalster Aufaltung und ihren untertauchenden Enden verschiedene Typen durchlaufen kann.

Wenn in meiner schematischen Zeichnung ein „Überschuß“ an tiefern Sedimenten resultiert, so wird dieser in der Natur, wie bekannt, zunächst dadurch teilweise ausgeglichen, daß wir regelmäßig in den ältern Schichten in den Kernen der großen, häufig zusammengesetzten Juraketten kompliziertere Faltung (event. verbunden mit Schuppung) beobachten als in den jüngern an der Peripherie. Ich erinnere an das Hauensteingebiet, die Umgebung von Eptingen, den Blauen und besonders an den Raimeux, wo in der Birsklus zwischen Roche und La Garde mindestens eine dreifache Auffaltung des Doggerkerns zu beobachten ist, die, soweit heute erkannt werden kann, vom anschließenden Malm nicht oder nur ganz unvollständig wiederholt wird. Wir dürfen ferner nicht außer acht lassen, daß wahrscheinlich schon in frühen Phasen der Jura-faltung die Malmbogen im Scheitel gesprengt wurden, namentlich beim Fehlen einer mächtigen Molassebedeckung; auch dadurch wird der Überschuß älterer Sedimente z. T. aufgehoben.

Das verschiedene Verhalten von Kern und Mantel führt endlich über zu den extremen Fällen, wo der Malm ein ganz selbständiges tektonisches Verhalten aufweist: Clos du Doubs, Vellerat, Landsberg, Blauen, Malmgebiet nordwestlich le Vevay in der Klus von Moutier usw. Alle diese teilweise längst beschriebenen Erscheinungen unharmonischer Faltung, welche bei genauerem Zusehen im Juragebirge so häufig sind, erklären sich aber befriedigend durch die Annahme, daß die mächtigen Ton-Mergelhorizonte bei der Faltung eben als Gleitschichten dienten und damit ein selbständiges tektonisches Verhalten des Hangenden ermöglichten.



Es ist endlich noch mit einigen Worten auf die schon lange bekannte Tatsache einzutreten, daß viele Jurafalten eine auffallend eckige Form aufweisen, die GERTH veranlaßt, von „Kofferfalten“ zu sprechen. Sie äußert sich vor allem im Auftreten von scharfen Knickungen (Knickzonen) zwischen meist sehr steilstehenden Schenkeln und dem häufig ganz flachen Scheitel. Als Beispiele nenne ich nur Clos du Doubs, Movelier-, Vorburg- und Velleratkette, ferner Raimeux und Graiterie. Außerdem beobachten wir gelegentlich auch, daß innerhalb der Schenkel selber sich Steilzonen einschieben (Hasenmatt in der Weißensteinkette, Liesbergmühle in der Movelierkette). Ich habe auf diese Eigentümlichkeit schon früher nachdrücklich hingewiesen (Weißenstein, S. 86) und im Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geol. Ges. (diese Zeitschrift Bd. 60, 1908, S. 142, Fußnote) ein entsprechendes Faltenschema gegeben, das sich für viele Juraketten bestätigen dürfte.

Ich bemerke, daß dieser gebrochene Verlauf der Faltenbogen nicht etwa auf den Berner und Solothurner Jura beschränkt ist, sondern in ebenso charakteristischer Weise auch im westschweizerischen Jura, besonders schön am Creux du Van sich zeigt; es sei an die Profile von A. JACCARD, H. SCHARDT, A. DUBOIS, TH. RITTENER u. a. erinnert. Diese Erscheinung kehrt also überall im Juragebirge wieder.

Es erhebt sich nun aber die Frage, ob diese Eigentümlichkeit etwas primär bei der Faltung Entstandenes ist oder sich erst nachträglich durch Sackung und unter dem Einfluß der in den angrenzenden Molassemulden besonders kräftigen Erosion herausgebildet hat. Ich habe die erstere Auffassung vertreten, während F. MATHEY schon 1883 die zweite betont hat. H. GERTH schließt sich der Ansicht MATHEYS an und baut dieselbe weiter aus.

Die Gründe, die mich zu meiner Auffassung bestimmt haben und noch bestimmen, finden sich in meiner Notiz über das Clos du Doubs und Vellerat (S. 82 und ff.) so ausführlich aufgezählt, daß ich nur auf diese früheren Angaben verweisen kann. Daß diese eckige Form der Falten in der Tat etwas Primäres ist, zeigt sich meines Erachtens in entscheidender Weise da, wo eine Kette aus einer Hochfläche heraus an ein tiefes Erosionstal herantritt, wie das am Doubs mehrfach der Fall ist. Da hier zwischen den Gewölben die offenen weiten Mulden, wie sie der östliche Berner und Solothurner Jura aufweist, fehlen, ist sekundäre Sackung der Gewölbe ausgeschlossen. Hier erkennen wir einwandfrei, daß die Gewölbe



des Jura nicht ursprünglich wellenförmig waren und dann nachträglich zu GERTHschen „Kofferfalten“ zusammensackten.

Ich habe schon oben ausgeführt, daß auch im Günsberg-Balmberggebiet alle von GERTH als Sackungen gedeuteten Erscheinungen bei genauerer Prüfung sich auf die primäre Kettenjura-Faltung zurückführen lassen. Auch die Weißensteinkette bildet in dieser Hinsicht also keine Ausnahme.

Gerade in dem häufig so zerknitterten Faltenwurf der Juraketten manifestiert sich meines Erachtens eben wieder die wichtige Rolle, welche die Tonmergelkomplexe bei der Faltung als Gleithorizonte gespielt haben. Unter Berücksichtigung aller dieser Gleitbewegungen, welche durch den Südost-Nordwest-Schub bei der Jurafaltung mit ins Leben gerufen wurden, erscheint uns der ganze Mechanismus der Faltung auf den ersten Blick vielleicht komplizierter, als wir bisher gewöhnlich annahmen; bei näherer Prüfung aber gewinnt der Faltungsvorgang nur an Lebendigkeit und wird auch in seinen letzten Anomalien unserm Verständnis näher gerückt.

Gestützt auf meine Auseinandersetzungen erblicke ich in dem tektonischen Bild, das der Kettenjura heute darbietet, den im wesentlichen bis jetzt erhaltenen primären Zustand, wie er schon am Ende der Jurafaltung vorlag. Aus dem ursprünglichen Bau hat die Erosion die mannigfachsten Kettenformen herausgeschnitten. Hand in Hand damit haben später, wie längst bekannt ist, Abrutschungen ganzer Schichtpakete, lokale Überkipnungen und Verstürzungen in großer Zahl stattgefunden. Häufig auch sind diese spätern Vorgänge durch präexistierende tektonische Anomalien (Knickungen, Steilzonen) erleichtert oder bedingt worden. Alle diese Begleiterscheinungen der Abtragung aber führen eine Lockerung und Lösung des Schichtverbandes herbei, die es uns bei genauer Prüfung ermöglichen, den Unterschied gegenüber primären tektonischen Komplikationen festzustellen.

### VIII. Schlußwort.

Ich glaube im Gesagten die wesentlichsten Gründe aufgezählt zu haben, die mich veranlassen, den Anschauungen GERTHs über Jurafaltung und Morphologie aufs entschiedenste entgegenzutreten. Gerne habe ich auch die Gelegenheit benützt, meine früheren Ausführungen über Juratektonik nach verschiedener Richtung hin auszubauen.

Ich bemerke nochmals ausdrücklich, daß meine ablehnende

Haltung gegenüber der GERTHSchen Arbeit sich stützt auf wiederholte Überprüfung aller jener Stellen, die durch GERTH eine von meiner früher geäußerten abweichende Deutung erfahren haben. Dabei ergaben sich in der GERTHSchen Darstellung gerade im Günsberggebiet so viele statigraphische und tektonische Fehler und Ungenauigkeiten, daß eine Veranlassung, meine frühern Anschauungen aufzugeben, bis jetzt wirklich nicht vorliegen kann. Daß durch diese zahlreichen Irrtümer auch den theoretischen Erörterungen GERTHS aller Boden entzogen wird, bedarf keiner weiteren Ausführungen.

Auch im Klusengebiet dürfte GERTH, soweit dies aus der vorliegenden Arbeit geschlossen werden kann, kaum glücklicher gewesen sein als bei Günsberg. In jedem Fall werden die schwerwiegenden Argumente, die F. MÜHLBERG gegen den STEINMANNSchen Umdeutungsversuch ins Treffen geführt hat, nach keiner Richtung hin entkräftet. Ich habe eingangs (S. 339) auch auf neue Beobachtungen verwiesen, die entschieden zu Gunsten F. MÜHLBERGS sprechen. Wenn H. GERTH (S. 521) aussagt, daß durch die genaue Kartierung die Deutung STEINMANNS vollauf bestätigt worden sei, so weise ich dem gegenüber nachdrücklich darauf hin, daß dieser Angabe vorläufig nur der Wert einer Behauptung zukommt; die eingehende Begründung bleibt abzuwarten. Gegenwärtig liegt jedenfalls noch kein Grund vor, die Deutung STEINMANNS (durch Verwerfungen) derjenigen MÜHLBERGS (durch Überschiebungen) vorzuziehen. Gestützt auf MÜHLBERGS Darlegungen und meine eigenen Beobachtungen gebe ich vielmehr der zuversichtlichen Erwartung Ausdruck, daß STEINMANN und mit ihm auch seine Schule über kurz oder lang wohl dazu kommen werden, ähnlich wie wir das für die Alpen erlebten, auch im Kettenjura den Überschiebungen diejenige Bedeutung zuzumessen, die ihnen nach dem fast übereinstimmenden Urteil der übrigen Jurageologen nun einmal gebühren dürfte, und die erstmals in vollem Umfang erkannt zu haben vor allem das Verdienst F. MÜHLBERGS bleiben wird.

Basel, Min. Geol. Institut d. Universität, Ende Mai 1911.

**Nachschrift.**

Während der Erledigung der letzten Korrektur gelangt soeben eine weitere Arbeit über das Weißensteingebiet zur Ausgabe, nämlich L. ROLLIERS: Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII, (Mat. pour la Carte géol. suisse, Nouvelle Série, livraison XXV), welches auf S. 149—225 endlich auch ROLLIERS Text über den Weißensteintunnel bringt. Ich begnüge mich für heute auf diese Neuerscheinung hinzuweisen und behalte mir vor event. in den „Eclogae“ auf dieselbe zurückzukommen.

Basel, den 4. September 1911.

Manuskript eingegangen am 23. Juni 1911.]

## 8. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia.

Von Herrn RUDOLF EWALD.

Hierzu 8 Textfiguren.

### Inhalt.

	Seite
Einleitung . . . . .	374
Topographische Übersicht . . . . .	375
1. Orographie . . . . .	375
2. Hydrographie . . . . .	376
Geologischer Teil . . . . .	378
I. Allgemeine Übersicht . . . . .	378
II. Stratigraphie . . . . .	378
1. Palaeozoicum . . . . .	378
2. Trias . . . . .	380
a) Allgemeines . . . . .	380
$\alpha$ ) Facies . . . . .	380
$\beta$ ) Gliederung . . . . .	381
$\gamma$ ) Namengebung . . . . .	382
$\delta$ ) Verbreitung . . . . .	383
b) Buntsandstein . . . . .	383
$\alpha$ ) Gesteinsbeschaffenheit . . . . .	384
$\beta$ ) Gliederung . . . . .	384
$\gamma$ ) Paläontologisches . . . . .	389
$\delta$ ) Facies . . . . .	389
c) Muschelkalk . . . . .	390
$\alpha$ ) Gesteinsbeschaffenheit . . . . .	390
$\beta$ ) Gliederung . . . . .	390
$\gamma$ ) Paläontologisches . . . . .	391
$\delta$ ) Facies . . . . .	393
d) Gipsstufe . . . . .	393
$\alpha$ ) Gesteinsbeschaffenheit . . . . .	394
$\beta$ ) Gliederung . . . . .	395
$\gamma$ ) Genesis . . . . .	398
$\delta$ ) Mineralführung . . . . .	399
e) Carnjolas . . . . .	400
$\alpha$ ) Gesteinsbeschaffenheit . . . . .	401
$\beta$ ) Gliederung . . . . .	401
Anhang: Ophite . . . . .	403
3. Jüngere Schichtglieder . . . . .	404
III. Geologischer Bau . . . . .	405
Morphologischer Teil . . . . .	412

## Literaturverzeichnis.

1. CORTAZAR, D. de: Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca. Memorias de la comision del mapa geológico de España. 1875.
2. — Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel. Boletin de la comision del mapa geológico de España. Tomo XII. 1885.
3. — y PATO MANUEL: Descripción física geológica y agrológica de la provincia de Valencia. Memorias de la comision del mapa geológico de España. 1882.
4. KLIPSTEIN, A. von: Beiträge zur Kenntniss der östlichen Alpen. Mittheilungen aus dem Gebiete der Geologie und Paläontologie I. 1875.
5. LANG, R.: Über die Lagerung und Entstehung des mittleren Keupers im südlichen Württemberg. Centralbl. f. Min. 1909. S. 41.
6. — Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde. Jahrg. 65 u. 66. 1909 u. 1910.
7. LAUBE, G. C.: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschr. der k. k. Akad. der Wiss. Naturw.-math. Kl. Bd. XXIV, zweite Abteilung.
8. Lethaea geognostica, herausgegeben von F. FRECH. II. Teil: Das Mesozoicum. 1. Band: Die Trias.
9. MALLADA, L.: Reconocimiento geológico y geográfico de la provincia de Tarragona. Boletin de la comision del mapa geológico de España. Tomo XVI. 1890.
10. — Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España: Terreno mesozoico. Sistema triasico. Boletin de la comision del mapa geológico de España. Tomo VII. 1880.
11. PHILIPPI, E.: Über die Bildungsweise der buntgefärbten klastischen Gesteine der kontinentalen Trias. Centralbl. f. Min. 1901. S. 463.
12. RÜHL, A.: Geomorphologische Studien aus Catalonien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. Jahrg. 1909. Nr. 4 u. 5.
13. SALOMON, W.: Die Adamellogruppe. I. Teil. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XXI. Heft 1.
14. SPITZ, W.: Über jungdiluviale Erdbebenspalten im Neckarschuttkegel bei Heidelberg. Verhandl. d. naturhist.-medizin. Ver. zu Heidelberg. N. F. Bd. IX. H. 2 u. 3.
15. STRASSER, R.: Über Scheinkrystalle aus dem Buntsandstein bei Heidelberg. Verhandl. der naturhist.-medizin. Ver. zu Heidelberg. N. F. Bd. VIII. H. 3.
16. TORNUST, A.: Das Vorkommen von nodosen Ceratiten auf Sardinien und über die Beziehungen der mediterranen zu den deutschen Nodosen. Centralbl. f. Min. 1901. S. 385.
17. — Über die außeralpine Trias auf den Balearen und in Catalonien. Sitzber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Juli 1909. XXXVI. S. 902.
18. — Alpen und Apennin auf Sardinien und Corsica. Geol. Rundschau Bd. I. H. 1.

### Einleitung.

Im Jahre 1908 unternahm ich eine etwa viermonatlich Reise nach Spanien. Ich wollte dort vor allem die Trias studieren und richtete mein Hauptaugenmerk auf die Entwicklung dieser Formation in der Provinz Valencia.

Vorher hatte ich mir die Entwicklung der Trias in Catalonien angesehen, und zwar gemeinsam mit meinem Freunde ADOLF WURM. Die Schichten der Trias sind nämlich hier am besten durchgearbeitet und kartiert und bieten so den Schlüssel für die Ausbildung im übrigen Spanien. Auch mit Herrn Dr. A. RÜHL aus Marburg, der schon im Jahre 1907 in Spanien morphologisch gearbeitet hatte, machten wir einige gemeinsame Ausflüge.

Ich habe dann in der Provinz Valencia  $2\frac{1}{2}$  Monate Exkursionen und Aufnahmen gemacht. Leider fand ich indessen dort nur sehr wenig paläontologisches Material, während ich auf Grund des Studiums der Literatur das Gegenteil erwartet hatte. Die spanischen Geologen geben nämlich von mehreren Punkten der Provinz Fossilien aus Muschelkalkschichten an. Aber, wie mir Herr Professor BOSCA, der Vertreter der Naturwissenschaften an der Universität in Valencia, mitteilte, beruhen einige dieser Angaben auf sehr optimistischen Deutungen von wahrscheinlich koncretionären Gebilden, andere auf ganz gelegentlichen Funden. Nur an zwei Punkten scheinen früher wirklich Versteinerungen in reicherm Maße gefunden worden zu sein. Der eine war ein großer Gipssteinbruch in der Nähe von Alfarp, an dessen Basis die fossilführende Bank lag; der Bruch ist jetzt zugeschüttet, und in der Umgebung ist die Trias meist von jüngeren Flußablagerungen bedeckt. Der andere Punkt, in der Nähe von Cofrentes, war der mangelhaften Ortsangabe und der schlechten topographischen Karten halber nicht aufzufinden. Besonders da hier in Spanien ein Mittel, das sonst zuweilen hilft, gänzlich versagt, nämlich das, die Bevölkerung zu fragen. Aber hier in Spanien achtet niemand auf das Gestein, und der Begriff Versteinerung ist gänzlich unbekannt. Mehrfach habe ich es versucht, durch genaue Beschreibung und durch Vorzeigen eigens mitgebrachter deutscher Muschelkalkfossilien die Leute zum Suchen anzuleiten, aber stets ohne Erfolg. Nur einmal brachte mir ein Mann einige Versteinerungen, leider waren sie nicht aus triadischen Schichten.

Daher muß ich mich darauf beschränken, in dieser Arbeit nur eine stratigraphische und geologische Beschreibung der



dortigen Triasgebirge zu geben, und kann nur von einem einzigen Punkte einige unbedeutende organische Reste beschreiben. Doch hatte ich vorher zusammen mit A. WURM und im folgenden Jahre bei Mora de Ebro ein recht beträchtliches Versteinerungsmaterial gesammelt, dessen Bearbeitung ich mir im Einverständnisse mit Herrn Professor TORNQUIST, der gleichfalls in Catalonien gesammelt hat, vorbehalten möchte.

Als wichtigstes Werk habe ich sowohl für meine Exkursionen als auch bei der Ausarbeitung die „descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia“ von DANIEL DE CORTAZAR und MANUEL PATO (Memorias de la comision del mapa geológico de España, Jahrgang 1882) benützt. Auf die übrige Literatur werde ich an anderer Stelle verweisen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle allen denen meinen ergebensten Dank auszusprechen, die mich zur Förderung dieser Arbeit mit Rat und Tat unterstützt haben. Vor allem schulde ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. W. SALOMON für seine so wertvollen Anregungen sowie für seine zahlreichen Ratschläge, womit er meine Arbeiten gefördert hat, meinen aufrichtigsten Dank.

Dem deutschen Generalkonsulat in Barcelona und dem deutschen Konsul in Valencia, Herrn BUCH, danke ich für ihre Empfehlungen und zahlreichen Bemühungen. Außerdem schulde ich den Herren Professor E. BOSCA und Chemiker G. BECKER in Valencia für ihre freundlichen Ratschläge und zum Teil wertvollen Angaben herzlichen Dank. Auch Herrn Dr. A. RÜHL in Marburg verdanke ich manchen wertvollen Rat.

### **Topographische Übersicht.**

Vgl. Karte auf S. 377 (a. d. K. = außerhalb der Karte).

Die Provinz Valencia liegt etwa in der Mitte der spanischen Ostküste. Von den drei Provinzen des ehemaligen Königreiches Valencia ist sie die mittlere. Von den beiden andern schließt sich im Norden Castellón de la Plana, im Süden Alicante an. Auf der Landseite wird sie von drei Provinzen umschlossen, nämlich im Norden von der Provinz Teruel, einem Teil des aragonesischen Hochlandes, im Westen von zwei Provinzen des „la Mancha“ genannten Hochplateaus. Die nördlichere dieser beiden ist Cuenca, das zur Landschaft Neucastilien, die andre Albacete, das zur Landschaft Murcia gehört.

1. Orographie. Der größte Teil des Landes ist gebirgig. Am Meere legt sich eine ziemlich breite Küstenebene an, die

entsprechend den beiden Hauptflüssen ziemlich weit in das Gebirgsland eingreift. Sie besteht aus den Alluvionen der Flüsse, und nur einzelne Berge ragen noch inselartig aus ihr hervor. Sie ist durch ihre hervorragende Fruchtbarkeit ausgezeichnet, die noch durch ein mustergültiges Bewässerungssystem erhöht wird. Sie bildet die bekannte „Huerta de Valencia“.

Der gebirgige Teil des Landes besteht aus einer Anzahl von Gebirgszügen, zwischen denen zum Teil Hochflächen sich einschalten. Das ganze Gebirge wird von einer Reihe von Tälern, die unter sich parallel in ziemlich gerader Richtung der Küste zustreben, in eine Anzahl von Gebirgsstreifen von Westnordwest—Ostsüdost-Verlauf zerlegt. Diese Gebirgszüge sind von Norden nach Süden:

- I. Die östlichen Ausläufer der Sierra de Javalambre (A. d. K.), auf deren äußerstem Ende die Feste von Sagunt (K. C. 1) steht.
- II. Sierra de Atalaya und Sierra de Cabrillas (K. A 1—B 2).
- III. Sierra de Martes, Sierra del Ave, Sierra de Colaita (K. A 2—B 2).
- IV. Südlich davon breitet sich ein Gebirgsland aus, das viel reicher gegliedert ist und sich schwerer in einzelne Ketten zerlegen läßt.

Im morphologischen Kapitel soll von diesen Gebirgen noch eingehender die Rede sein.

2. Hydrographie. Die Haupttäler, die zwischen den Gebirgen verlaufen, kommen im wesentlichen vom spanischen Zentralplateau und strömen annähernd senkrecht auf die Küste zu. Es sind das:

1. ganz im Norden der Rio Palancia, der nur mit seinem untersten Laufe der Provinz angehört (K. B C 1). Er erreicht bei Sagunt das Meer.
2. der Rio Turia (Guadalaviar). Er mündet bei der Hauptstadt Valencia, und seinem Systeme gehört der Rio de Chelva als wichtigster Nebenfluß an (K. A 1—C 2).
3. der Rio Magro, der beim Eintritt in die Küstenebene dem folgenden Flusse zuströmt, nämlich:
4. dem Rio Jucar, der nur mit seinem Mittellaufe dem angegebenen Systeme angehört. Oberhalb Cofrentes (K. A 2) entspricht der Rio Cabriel der gleichen Talung, während der Oberlauf des Jucar ein fünftes derartiges Paralleltal bildet.

Das Gebirge südlich des Jucar, das im wesentlichen aus Westsüdwest—Ostnordost gerichteten Ketten besteht, wird

durch Täler in dieser Richtung entwässert, die fast alle Seitentäler des Jucar sind.

Die sämtlichen Flüsse sind in steilwandigen Schluchten in die Gebirge und auch in die Hochflächen eingeschnitten. Daher



Fig. 1.

Übersichtskarte der Provinz Valencia.

können die Hauptstraßen des Landes die Täler meist nur auf ganz kurze Strecken benutzen und müssen fast stets über das Gebirge führen.

Die Hauptorte, die in dieser Arbeit erwähnt werden, sind im Nordosten der Provinz, in den Gebirgen von Sagunt: außer dieser Stadt selbst Serra und Náquera (K. B 1). Im Nordwesten: Chelva, Calles (K. A 1) und Domeño (K. B 1); südlich von Valencia: Alfarp (K. B 2) bei Carlet am Rio Magro. Im Südwesten endlich: Cofrentes, Jalance und Jarafuel (K. A 2), außerdem noch Ayora (K. 3).

## **Geologischer Teil.**

### **I. Allgemeine Übersicht.**

Die Gebirge der Provinz Valencia sind fast ausschließlich aus mesozoischen Sedimenten aufgebaut. Nur an einer einzigen eng umgrenzten Stelle treten paläozoische Schichten zutage, und zwar als Sattelkern einer großen stehenden Falte. Darüber liegen mit scharfer Diskordanz zunächst die Schichten der Trias und über ihnen, wenigstens im Norden der Provinz, die des Jura. Im Süden fehlt der Jura vollständig, während Kreideschichten wieder in der ganzen Provinz entwickelt sind.

Während der ganzen mesozoischen Zeit scheinen fortwährend erhebliche tektonische Bewegungen stattgefunden zu haben, die nicht unbedeutende Faltungen und verschiedene Diskordanzen in der Schichtfolge verursacht haben.

Die Schichten des Tertiärs dagegen sind im wesentlichen nahezu horizontal gelagert und überdecken die Gebirge nirgends. Sie sind überall nur in die Mulden oder in weite vortertiäre Talungen eingelagert. Während der Tertiärzeit haben dann nur noch vertikale Schollenbewegungen und allgemeine Hebungen des Landes stattgefunden, die vielleicht noch bis in die diluviale Zeit fortgedauert haben.

In den höheren Teilen des Landes haben sich wohl infolge der vermehrten Niederschläge zur Eiszeit größere Wasseransammlungen gebildet, die erst in jüngster Zeit angezapft und nach dem Meere zu entleert worden sind. Spuren ehemaliger Vergletscherung konnte ich nirgends beobachten.

## **II. Stratigraphie.**

### **1. Palaeozoicum.**

An der einzigen Stelle, wo die Gesteine der Trias bis an ihre Basis aufgeschlossen sind, werden sie von einer Serie paläozoischer Gesteine diskordant unterlagert. Das Palaeozoicum tritt hier als Sattelkern zutage und ist durch ein Bachbett aufgeschlossen; es bedeckt kaum einen Quadratkilometer Landes. Diese Stelle liegt im Barranco de Alcotas wenige Kilometer östlich von Chelva im Nordwesten der Provinz. (K. A B 2.)

Gesteinsbeschaffenheit. Das Gestein ist der Hauptsache nach ein grauer, dünnschieferiger, etwas glimmerführender Tonschiefer. Außer Muscovit führt er etwas Pyrit, der in unfrischen Partien zu Eisenocker zersetzt ist. Zwischen den Tonschiefern

finden sich schwarze Kieseliefer, die vollständig als Probierstein entwickelt sind. Dieser Schieferkomplex wird nach allen Richtungen von Quarzadern durchschwärmt, die sich zuweilen erweitern und mitunter Quarzdrusen enthalten. An einzelnen Stellen verwittert das Gestein zu einem hellgrauen Bauxitähnlichen Material, das auch früher abgebaut worden sein soll, wie dies jetzt noch an einigen Stellen der Nachbarprovinz Cuenca der Fall ist.

Lagerung. Diese Schichten sind im höchsten Grade gefaltet und zerrüttet und wahrscheinlich mehr als einmal durch die tektonischen Bewegungen transversal geschiefert, so daß ihre ursprüngliche Lagerung kaum mehr festzustellen ist. CORTAZAR<sup>1)</sup> gibt ihr Streichen als gleichlaufend mit dem der Trias an. Da aber die Trias selbst sehr stark gefaltet ist, so glaube ich annehmen zu müssen, daß die mit der Trias gefalteten Schiefer aufs neue geschiefert wurden, und daß diese Schieferung, die sich deutlich beobachten läßt, von CORTAZAR gemessen wurde.

Es finden sich nämlich in diesem Schichtkomplex gewisse anders gefärbte Zonen, die in ihrem Streichen dem einer noch ziemlich unverdrückten Kieselieferlinse entsprechen. Da ein großer Teil der Quarzadern ebenfalls diesem Streichen zu folgen scheint, so läßt sich die Annahme nicht von der Hand weisen, daß die Klüfte, die nachher von Quarz erfüllt wurden, durch die erste (carbonische) Faltung bedingt worden sind, was auch daraus hervorgeht, daß sie alle an der Trias abschneiden. Aus den angegebenen Gründen glaube ich ein ursprüngliches Streichen von N 94° W annehmen zu können, was mit dem Streichen der Trias hier einen spitzen Winkel bildet. Im tektonischen Teile soll hierauf noch näher eingegangen werden.

Alter. Das genaue Alter dieser Schichten läßt sich nicht so ohne weiteres angeben. Ganz sicher sind sie paläozoisch. Das beweist schon der Umstand, daß sie diskordant von den untersten Schichten des Mesozoicums, nämlich dem untersten Buntsandstein überlagert werden. Zweitens sind sie vor Absatz der Trias energisch gefaltet worden; da nun über ganz Spanien die carbonische Faltung sich nachweisen läßt und eine permische Faltung dort unbekannt ist, so müssen sie altcarbonisch oder älter sein. Ihr petrographischer Charakter stimmt nach CORTAZAR mit dem des Silur aus andern Provinzen überein. Die Fossilien, die bisher gelegentlich gefunden wurden, sind wenig beweisend. Nach CORTAZAR<sup>2)</sup> sind es „schlecht erhaltene Stücke, die nicht

<sup>1)</sup> Valencia, S. 136.

<sup>2)</sup> Valencia, S. 135.



spezifisch zu bestimmen waren. Sie gehören zu den Genera *Orthis* und *Leptaena*; außerdem fanden sich einzelne Gasteropoden und Zoophyten“. Auch ein Trilobitenrest, den ich dort fand, ist zu schlecht erhalten, als daß er eine genauere Bestimmung zuließe.

Herr Dr. F. DREVERMANN, der mir auf meine Anfrage bereitwilligst Auskunft erteilte, kommt zu folgendem Resultat: Wahrscheinlich seien diese Schichten silurischen Alters, obwohl sie in ihrem Habitus von den silurischen Schichten Südspaniens erheblich abweichen. Der Trilobitenrest, ein Fragment der rechten Rumpfsseite, lasse auf ein altpaläozoisches Alter schließen, etwa Cambrium oder Silur. Wenn die Bestimmung von *Leptaena* (CORTAZAR, S. 135) richtig sei, so sei ein höheres Alter als silurisches kaum anzunehmen.

CORTAZAR nimmt auf Grund des petrographischen Charakters ebenfalls ein silurisches Alter an. Ehe also ein günstigerer Fund gemacht wird, läßt sich über das genaue Alter nichts Bestimmtes aussagen. Für den geotektonischen Aufbau der Provinz ist das spezielle Alter ja auch weniger bedeutsam. Wichtig ist nur, daß die Schichten älter als die carbonische Faltung sind.

## 2. Trias.

### a) Allgemeines.

In paläozoischer Zeit hatten starke Krustenbewegungen von offenbar sehr großem Ausmaße stattgefunden. Das Gebirge wurde dann abgetragen und stark eingeebnet, und zwar schon vor Beginn der mesozoischen Ära. Wir finden am Anfang der Triasperiode eine Zeit verhältnismäßiger Ruhe, in der sich die Schichten dieser Formation absetzen konnten.

a) Facies. In der Provinz Valencia ist die Trias in der Facies entwickelt, die FRECH und PHILIPPI<sup>1)</sup> als nördliche kontinentale bezeichnet haben. Sie ist ausgezeichnet durch mächtige Ablagerungen von Konglomeraten und Sandsteinen sowie durch einen bedeutenden Komplex bunter Mergel mit Gips. Während des Verlaufes der Triaszeit fand eine Überflutung durch das Meer statt, und zwar wohl durch dasjenige Meer, das den deutschen Muschelkalk abgesetzt hat. Wir finden nämlich über dem Buntsandstein kalkige Ablagerungen mit einer marinen Fauna, die mit der des deutschen Muschelkalkes große Ähnlichkeit hat. Zu Ende der Triasperiode wohl kurz, vor Beginn der rhätischen Zeit, fand eine zweite allgemeine

<sup>1)</sup> Lethaea geognostica, Teil II, 1, S. 7.



Transgression statt. Da Fossilien vollständig fehlen, lassen sich diese Absätze nicht direkt deuten. Sie wurden von spanischer Seite schon für Süßwasser- oder brackische Bildungen erklärt, auf Grund von Fossilien, die in andern Teilen der Halbinsel gefunden wurden; dann müßte es sich um ein abgeschlossenes Becken handeln. TORNQUIST<sup>1)</sup> sieht in diesen Bildungen ein Äquivalent des alpinen Hauptdolomits; danach würde es sich um eine marine Überflutung in großem Maßstabe handeln.

Während des Verlaufes der Triasperiode fanden außer allgemeinen Hebungen und Senkungen anscheinend keine bedeutenden tektonischen Bewegungen statt. Gegen Ende der Triasformation dürften aber lebhaftere Bewegungen eingesetzt haben, die dann während der ganzen Juraformation andauerten, und die anscheinend in einer recht bedeutenden Faltung zum Ausdruck kommen.

Ob vulkanische Tätigkeit während der Triasperiode anzunehmen ist, steht dahin. Die spanischen Geologen setzen die Eruption der Ophite in die Zeit vor Absatz der obertriadischen Carbonatgesteine. Tatsache ist, daß die Ophite die Gipsmergel durchsetzen und metamorphosiert haben, während wenigstens in der Provinz Valencia nirgends jüngere Schichten mit ihnen in Kontakt stehen. Ob dies in andern Teilen der Halbinsel der Fall ist, kann ich aus der Literatur nicht sehen, es scheint jedoch auch nicht anders zu sein. Danach könnten diese Gesteine wohl triadisches Alter haben.

β) Gliederung. Obwohl die Trias der Provinz Valencia im allgemeinen der germanischen in ihrer Entwicklung ähnlich ist, so läßt sich doch eine direkte Parallelisierung nicht vornehmen. An Stelle der deutschen Dreiteilung muß eine Vierteilung treten, wie dies die spanischen Geologen schon lange durchgeführt haben. Diese vier Gruppen, die ziemlich die gleiche stratigraphische Selbständigkeit aufweisen, lassen sich sehr gut in zwei parallele Hauptgruppen zusammenfassen, die je in eine detritogene und eine organogene Schichtserie zerfallen.

I. Untertrias. Sie besteht:

1. aus einem basalen Konglomerat und einer Folge von weißen und roten Sandsteinen mit untergeordneten tonigen Lagen. Diese scheint unserm deutschen Buntsandstein direkt zu entsprechen und weist eine große Übereinstimmung damit auf;

<sup>1)</sup> Außeralpine Trias auf den Balearen und in Catalonien, S. 912 u. 917.

2. aus einer Serie grauer mariner Kalke, die zum Teil Fossilien führen und dem deutschen Muschelkalk oder doch wenigstens einem Teile dieser Formation entsprechen dürften.

## II. Obertrias. Diese besteht:

1. aus einem sehr mächtigen Komplex von bunten Mergeln, in denen sich Gips und andre aus wäßriger Lösung auskrystallisierte Mineralien finden;

2. aus einer Serie von Rauchwacken, Kalken und Dolomiten, in denen mehr gelbliche und rötliche Töne vorherrschen.

γ) Namensgebung. CORTAZAR belegt die beiden Hauptgruppen mit den Namen „tramo conchifero“ und „tramo salifero“. Der erste Name bezieht sich auf die Fossilführung einiger Schichten im Muschelkalk und ist wenigstens für die Provinz Valencia recht ungünstig gewählt. Denn der Buntsandstein übertrifft den Muschelkalk stets an Mächtigkeit, und dieser letztere selbst ist meist fossilfrei. Nur in den obersten Schichten finden sich zuweilen Versteinerungen. Der zweite Name ist gar nicht unangebracht und bezieht sich nicht nur auf den Gehalt an Steinsalz, der die bunten Mergel an vielen Stellen der Halbinsel auszeichnet, sondern überhaupt auf die Führung von mineralischen Salzen.

Ich ziehe in dieser Arbeit die neutralen Namen untere und obere Trias vor. Die beiden Stufen der unteren Trias lassen sich mit dem deutschen Buntsandstein und Muschelkalk so gut vergleichen, daß ich ihnen diese Namen, Buntsandstein und Muschelkalk, vorläufig lassen will. Die beiden Stufen der oberen Trias, die in Deutschland keine direkten Äquivalente haben, fasse ich nicht wie CORTAZAR als Keuper zusammen, sondern nenne sie Gipsstufe und Carnjolasstufe. Der Name Gipsstufe findet seine Berechtigung in dem großen Reichtum an Gips, der diese Gruppe auszeichnet und überall zu steinbruchmäßigem Abbau führt. Auch der Name „Gruppe der bunten Mergel“ wäre berechtigt. CORTAZAR gebraucht vielfach diesen Ausdruck („margas abigarradas“ oder „margas irisadas“). Die oberste Stufe nenne ich vorderhand Carnjolasstufe. Ich ziehe diese phonetische Schreibweise des spanischen „carñolas“ aus praktischen Gründen, speziell mit Rücksicht auf den Druck vor. CORTAZAR schreibt italienisch „cargnolas“, doch wird meines Wissens dieses Wort in der italienischen Literatur in diesem Sinne nicht gebraucht. Die spanischen Geologen verstehen unter „carñolas“ rötliche löcherige Kalke und Dolomite, die überall in dieser oberen Carbonatformation auftreten und zur Unterscheidung gegen den Muschelkalk unter Umständen recht wichtig sein können. (Cargneules der Franzosen.)

d) Verbreitung. In der Provinz Valencia stehen die Gesteine der Trias hauptsächlich in drei großen Gebieten an, die für ihr Studium von besonderer Wichtigkeit sind. Das ist erstens das Gebiet der Amtsstadt Chelva (K. A 1) im Nordwesten der Provinz, im Flußgebiet des Turia. Nur hier ist das Profil bis ganz unten aufgeschlossen, und nur hier tritt das Liegende der Trias zutage. Zweitens kommt das Gebiet westlich von Sagunt (K. B C 1) bei Serra, Náquera usw. in Betracht im Nordosten der Provinz. Hier ist besonders der Buntsandstein gut entwickelt. Das dritte Gebiet, in dem die Trias eine größere oberflächliche Verbreitung hat, sind die Umgebung des Reconque und die Gebirge bei der Vereinigung von Jucar und Cabriel, also das Gebiet von Ayora (K. A 3) und Cofrentes (K. A 2) im Südwesten der Provinz. Es bietet besonders gute Aufschlüsse in der oberen Trias. Außer in diesen großen Gebieten steht die Trias noch an einer ganzen Anzahl enger begrenzter Gebiete an, die aber für die Erkenntnis der Trias nichts wesentlich Neues bieten. Nur der kleine Triasflecken von Alfarp am Rio Magro oberhalb Carlet (K. B 2) südlich von Valencia ist aus verschiedenen Gründen interessant.

Im allgemeinen bilden die Triasberge die höchsten Erhebungen des Landes, und die Berge der Kalk- und Dolomitstufen zeichnen sich durch schroffe Formen und nackte zerklüftete Felsen aus. Die Berge im Buntsandsteingebiet zeigen ebenfalls meist recht steile Formen, sind aber mehr gerundet und gewöhnlich mit spärlichem Kieferwald bestanden. Wo die bunten Mergel der Gipsstufe anstehen und eine größere horizontale Ausdehnung haben, da zeichnen sie sich meist durch relativ niederes reichgegliedertes Hügelland aus, sind aber gewöhnlich nur sehr spärlich mit Vegetation bedeckt.

#### b) Buntsandstein.

Die Schichten des Buntsandsteins sind hauptsächlich an zwei Stellen der Provinz gut aufgeschlossen. Im Norden, in den Gebirgen von Serra, Náquera usw. (K. A 1), bedecken sie ein großes Bodenareal und nehmen wesentlichen Anteil am Aufbau dieser Gebirge. Der Buntsandstein wird hier in großen Steinbrüchen abgebaut und ist als Baustein sehr geschätzt. Eine weit geringere horizontale Ausdehnung hat er im Gerichtsbezirke Chelva, im Nordwesten der Provinz (K. B 1). Aber die Aufschlüsse sind noch besser; außerdem ist hier der einzige Punkt, wo das ganze Schichtprofil bis unten zutage tritt, und wo die Auflagerung auf dem älteren Gebirge zu beobachten ist.

a) Gesteinsbeschaffenheit. Weitaus das vorherrschende Gestein sind mehr oder minder stark gebankte Quarzsandsteine von ziemlich gleichmäßigem feinem Korn. Die vorherrschenden Farben sind weiß und rot, ganz wie beim deutschen Buntsandstein; untergeordnet kommen auch gelbliche Partien vor.

Die untersten Lagen sind als Konglomerat entwickelt. Nur in dieser untersten Zone finden sich Gerölle, während sie dem ganzen übrigen Buntsandstein in der Provinz fehlen. Weiter im Norden dagegen, in Catalonien kommen an einzelnen Punkten Gerölle durch das ganze Profil vor.

Weiter fehlen in Valencia Kugelbildungen und Pseudomorphosensandsteine. Krystalsandsteine, wie sie im deutschen Buntsandstein auftreten, ließen sich nicht beobachten. Die Sandsteine sind besonders in den mittleren Lagen häufig sehr stark glimmerführend; überhaupt ist der Gehalt an Glimmer viel weitgehender als in Deutschland. Dieselben Lagen führen auch mitunter stark verkohlte Pflanzenreste. Neben Sandsteinen finden sich als charakteristisches Gestein Schiefertone von intensiv rotbrauner Farbe, teils den Sandsteinen als Tongallen eingelagert, teils schichtenförmig auftretend; besonders bilden sie im untern Buntsandstein einen ziemlich mächtigen Komplex.

Die Bankung ist teils vollkommen plattig und ziemlich dünn, teils sehr grob. Diagonalschichtung ist im Sandstein eine fast ständige Erscheinung.

β) Gliederung. Die Gesamtmächtigkeit beträgt bei Chelva etwas über 300 m. In der Sagunter Gegend dürfte sie ebenso groß oder doch nur wenig größer sein. Da hier jedoch die untersten Schichten nicht zutage treten, so läßt sich die genaue Mächtigkeit nicht angeben.

Eine Dreiteilung durch zwischengeschaltete Konglomeratbänke, wie im deutschen Buntsandstein, läßt sich, wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, nicht durchführen. Trotzdem kann man an dem für das Profilstudium günstigsten Punkte, im Barranco de Alcotas bei Chelva (K. A B 1), recht gut eine Gliederung in drei Teile vornehmen. Wie weit aber diese drei Glieder denen des deutschen Buntsandsteins entsprechen, läßt sich nicht entscheiden.

Der untere Buntsandstein besteht aus einem 10 m mächtigen sehr festen Basalkonglomerat und aus einer Serie wenig fester, teils toniger, teils glimmeriger Sandsteine und Bröckelschiefer. Dazwischen treten einzelne festere Sandsteinbänke auf. Außer dem Konglomerat und den unmittelbar folgenden Schichten ist der ganze Komplex lebhaft braunrot gefärbt und zeigt (inkl. Konglomerat) eine Mächtigkeit von  $66\frac{1}{2}$  m (im Barranco de Alcotas).

Das ganze Profil ist im Bachbett vorzüglich aufgeschlossen. Die Schichten stehen hier vollständig seiger, so daß die genaue Aufnahme sehr erleichtert ist.

Die Ausbildung des unteren Buntsandsteins entspricht, abgesehen von dem Basalkonglomerat, recht gut der des deutschen. Wir finden hier wie dort die gleichen Brückelschiefer sowie die gleichen mürben lebhaft gefärbten Sandsteine. Ein Basalkonglomerat ist hier entwickelt, da offenbar die erodierenden Kräfte, die zur Einbnung des carbonischen Gebirges tätig waren, bis zum Beginn der Triaszeit fortgedauert haben und erst in der Trias die Akkumulation beginnt. Diese Konglomerate sind faciell also den Konglomeraten des Rotliegenden in Deutschland zu vergleichen. Sie sind aber vom Valencianer Buntsandstein nicht zu trennen, selbst wenn sie, was immerhin möglich wäre, noch in permische Zeit fallen sollten.

Der mittlere Buntsandstein besitzt eine Mächtigkeit von 137 m. Charakteristisch für seine Ausbildung ist das fast absolute Vorherrschen von weißen und grauen Sandsteinen mit viel Glimmer. Das gilt wenigstens für die Gegend von Chelva. Aber auch bei Serra zeigt der mittlere Buntsandstein durchweg hellere Farben als der obere. Härte und Bankung sind sehr wechselnd. Viele Lagen führen reichlich Muscovit. In einzelnen Schichten häufen sich die Glimmerschüppchen so sehr, daß das Gestein schiefrig wird; die Muscovitindividuen erreichen bis über 2 mm Durchmesser. Die glimmerärmeren Bänke sind meist diagonal geschichtet. Etwa in der Mitte des mittleren Buntsandsteins findet sich eine 2 m mächtige Folge von roten schiefrigen Sandsteinen. Sie liegen etwa 80 m über der Grenze gegen den unteren Buntsandstein und ähneln diesem sehr in

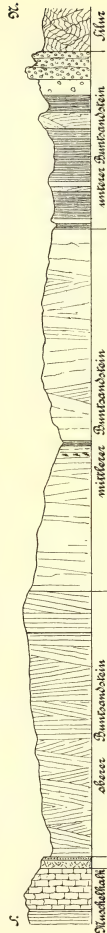


Fig. 2.  
Buntsandsteinprofil im Barranco de Alcotas.



ihrer Ausbildung. Unmittelbar darüber sind die Sandsteine reich an stark verrollten kohligen Pflanzenresten, deren schlechte Erhaltung aber keine genaue Bestimmung zuläßt. Zum Teil scheinen sie nach den Bestimmungen von Herrn Privatdozent Dr. GOTHAN in Berlin dem Genus *Equisetites* anzugehören.

Diese mittlere Gruppe weicht recht erheblich von unserm deutschen mittleren Buntsandstein ab, vor allem durch die reichliche Glimmerführung.

Über diesen weißen Sandsteinen folgt der obere Buntsandstein mit etwa 100 m Mächtigkeit. Hier herrscht wieder die rote Farbe vor. Die Bänke sind ziemlich mächtig und sehr fest und bilden den eigentlichen Baustein. Petrographisch gleichen diese Schichten, abgesehen von dem Fehlen der Scheinkrystalle (Pseudomorphosen)<sup>1)</sup>, fast völlig dem typischen deutschen „Pseudomorphosensandstein“. Aber auch sie enthalten fast stets etwas Glimmer. Sie sind deutlich diagonal geschichtet und verwittern in einzelnen Partien etwas löcherig, doch zeigen sie niemals wirkliche Scheinkrystalle. Die untersten 15 m dieses Komplexes zeichnen sich durch besondere Festigkeit aus.

Über dem Buntsandstein und unter den Muschelkalkschichten liegen als Grenzhorizont stark sandige Rauchwacken in einer Mächtigkeit von 3—5 m; durch ihren Carbonatgehalt leiten sie schon zum Muschelkalk über, wegen ihres Gehaltes an Quarzsand nehme ich sie noch zu den Buntsandsteinschichten. Man kann darüber streiten, zu welcher der beiden Abteilungen sie besser zu stellen sind, und es wäre denkbar, daß sie, ähnlich wie in Deutschland die dolomitischen Bänke, noch zum Röth gehören.

Das genaue Profil im Barranco de Alcotas zeigt von unten nach oben folgendes Bild. (Vgl. Fig. 2.)

#### Palaeozoicum.

Silurische, stark gefaltete Schiefer und Kieselschiefer. Darüber diskordant:

#### Basalkonglomerat.

- 1) 10 m Starke Konglomeratbänke von etwa 1 m Mächtigkeit von gelblicher Farbe. Die Gerölle sind etwa 2—3 cm große gut gerundete Quarzgerölle, daneben solche von Kieselschiefer und flache Schieferstückchen. Das Bindemittel ist Kieselsäure. Zwischen den Konglomeraten finden sich Linsen eines sehr festen weißen Sandsteines. Der Härte wegen ragen diese Konglomerate mauerartig über die umgebenden Gesteine hervor.

(Vgl. Fig. 3 und 4).

<sup>1)</sup> STRASSER, Verh. d. naturhist.-med. Ver. Heidelberg N. F. VIII, 3.





Fig. 3.  
Basalkonglomerat im Barranco de Alcotas.



Fig. 4.  
Basalkonglomerat im Barranco de Alcotas.

### Unterer Buntsandstein.

- 2) 6 m gut gebankte graue und weiße Sandsteine mit wenig Geröllen, etwas diagonal geschichtet.
- 3) 1 m dunkelbraunrote bröcklige Sandsteine mit etwas Glimmer.
- 4) 5,5 m rotbraune Bröckelschiefer mit etwas Glimmer, nach oben in fast reinen Ton übergehend. Die Schichtung fehlt fast völlig.
- 5) 6 m dicke Bänke von rötlichgrauem sehr festen kieseligen Sandstein mit Kreuzschichtung und einzelnen Tongallen.
- 6) 20 m dünnbankige fast schiefrige rote sehr glimmerreiche Sandsteine mit Tonhäuten und einzelnen Glimmerlagen.
- 7) 2 m feste, in der Schichtung grau, gelb und rot gebänderte Sandsteine.
- 8) 2 m rötliche, gleichmäßig feinkörnige, sehr stark diskordant geschichtete Sandsteine.
- 9) 10 m wie 6).
- 10) 2 m feste rötliche feinkörnige Bänke.
- 11) 2 m wie 6).

### Mittlerer Buntsandstein.

- 12) 80 m graue und weiße Sandsteine, sehr wechselnd in Bankung und Härte, zum Teil etwas glimmerig und in einzelnen Partien diagonal geschichtet, doch ohne durchgehende Horizonte.
- 13) 2 m dünnbankige, etwas schiefrige und zum Teil glimmerige rote Sandsteine.
- 14) 55 m wie 12).  
aber unten einige stark glimmerführende Lagen mit verkohlten Pflanzenresten.

### Oberer Buntsandstein.

- 15) 15 m hellrote sehr feste Sandsteine, diagonal geschichtet und zum Teil etwas löcherig verwitternd.
- 16) 86 m rote feste gut gebankte Sandsteine, sehr gleichmäßig in Korn und Farbe, etwas löcherig verwitternd und zum Teil diagonal geschichtet.

### Übergangsschichten.

- 17) 1 m gelbgraue Rauchwacke, sehr sandig und löcherig.
- 18) 3 m graubraune Rauchwacke, sandig und kaum gebankt.

### Muschelkalk.

graue gut geschichtete Kalke ohne Fossilien.

An einer andern Stelle im westlichen Verlauf desselben Sattels, an der Ermita del Remedio nördlich von Chelva ist ebenfalls die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk gut aufgeschlossen. Hier liegen über normalem roten oberen Buntsandstein 4 m hellrote Sandsteine mit dunkleren roten Flecken, darüber folgen 5 m weiße Sandsteine, ebenfalls mit roten Flecken. Alle diese Sandsteine sind sehr stark diagonal

geschichtet. Über ihnen liegen dann 1 m braune sandige Rauchwacken, und darüber folgt der untere Muschelkalk mit dünnbankigen hellgrauen fossilileeren Kalken.

In den nördlichen Gebirgen, z. B. bei Serra, ist der Buntsandstein gleichfalls gut aufgeschlossen. Er ähnelt in seiner petrographischen Ausbildung fast noch mehr dem deutschen doch tritt hier nur der mittlere und obere Buntsandstein zutage und ist noch gleichmäßiger entwickelt als bei Chelva. Ein genaues Profil ließ sich nicht aufnehmen, da die Aufschlüsse nicht so günstig waren, da charakteristische Horizonte fehlen, und außerdem das Gebirge derart von Verwerfungen durchsetzt ist, daß es stellenweise kaum möglich ist, auch nur ein Handstück ohne Harnische herauszuschlagen. Diese Harnische sind meist weiß, spiegelglatt und von Quarz wie mit einer Glasur überzogen.

Im südlichen der drei Hauptgebiete tritt der Buntsandstein nicht zutage.

γ) Paläontologisches. Fossilien finden sich außer den schon erwähnten Pflanzenresten nicht. In den Bröckelschiefen scheinen mitunter Fährten vorzukommen. Die Schichten sind jedoch so bröckelig, daß die Stücke schon beim Auflesen zu Grus zerfallen, geschweige denn einen längeren Transport vertragen könnten. Die Eindrücke sind zu undeutlich und unregelmäßig, als daß man sie ohne sorgfältige Untersuchung als Fährten bezeichnen könnte, was der Zustand des Materials eben nicht erlaubt. Immerhin scheint es mir wahrscheinlich, daß es sich hier um Fährten handelt.

Wellenfurchen, Trockenrisse, Regentropfeneindrücke und sonstige Erscheinungen, die geeignet wären, auf die genetischen Verhältnisse einiges Licht zu werfen, ließen sich nicht beobachten.

δ) Facies. Die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins wurde zu 300 m angegeben (vgl. S. 384), scheint aber nach Nordwesten anzuwachsen. CORTAZAR<sup>1)</sup> gibt von der Provinz Teruel eine Mächtigkeit von über 400 m an, von der Provinz Cuenca<sup>2)</sup> 300—400 m, mit dem Bemerkens, daß sie nach Nordwesten anwachse. Er beobachtete zwar an einzelnen Punkten nur 100 und 150 m, doch scheint an diesen Stellen nicht die ganze Folge entblößt zu sein.

Im Nordosten, in der Provinz Tarragona ist die Mächtigkeit geringer. Am Berge südlich von Marsà bei Falset (a. d. K.) ist die Schichtfolge vom Granit bis zum Muschelkalk nur etwa

<sup>1)</sup> Teruel, S. 83.

<sup>2)</sup> Cuenca, S. 108 und 109.

80 m mächtig. Ebenso scheint der Buntsandstein in der Provinz Barcelona nicht sehr mächtig zu sein.

### c) Muschelkalk.

Über den Ablagerungen des Buntsandsteins folgt eine Serie von Carbonatgesteinen. Die Überleitung bilden die im vorigen Abschnitt besprochenen sandigen Rauchwacken. Unter den Carbonatgesteinen herrschen Kalke bei weitem vor. An der Basis oder wenig über der unteren Grenze liegen mitunter einige dolomitische Bänken. Auf Grund von gelegentlichen Fossilfunden wird dieser Kalkkomplex dem Muschelkalk der germanischen Entwicklung gleichgestellt. Faciell ist er nicht mit ihm identisch.

a) Gesteinsbeschaffenheit. Wie schon hervorgehoben wurde, herrschen Kalksteine bei weitem vor. Es sind meist graue dichte Kalke, zum Teil ungebant und hell gefärbt, zum Teil dunkel und gut gebant. Diese letzteren halten in ihrem Habitus etwa die Mitte zwischen Nodosuskalk und den trochitenfreien Schichten des Trochitenkalkes im nördlichen Baden; doch fehlen die gelben tonig-lehmigen Zwischenlagen.

Die unteren Schichten sind häufig [etwas mergelig. Im oberen Muschelkalk liegen bei Chelva zwei Bänke von abweichender Beschaffenheit, die aber nur lokal entwickelt zu sein scheinen. Die eine ist pseudoolithisch mit spätigen Querschnitten, die zum Teil zu Crinoideen gehören; die andre ist konglomeratisch entwickelt. In einer Grundmasse von feinem Kalkmehl stecken gerundete Stücke von dichtem grauen Kalk und gerundete helle Kalkspatstückchen. Beide Bänke konnten nicht auf eine größere Strecke verfolgt werden.

β) Gliederung. Die Mächtigkeit dieses Kalkkomplexes schwankt sehr, ist aber im allgemeinen bedeutend geringer als in Deutschland. Eine einheitliche Gliederung konnte ich nicht durchführen. Gewöhnlich sind die unteren Schichten dünnbankiger als die oberen, teilweise auch etwas mergelig entwickelt. Das gilt aber nicht durchweg. Vielfach ist der ganze Komplex von unten bis oben ganz gleichmäßig. Auch auf Grund des paläontologischen Charakters läßt sich noch kein Profil aufstellen, da Fossilien überhaupt sehr selten sind und meist nur lokal in einzelnen Nestern aufzutreten scheinen; auffallenderweise stets nur in den obersten Bänken.

Vor allem dürfte von einem Ineinandergreifen von kontinentaler und pelagischer Trias, wie dies in der Provinz Tarragona der Fall ist, keine Rede sein. Dort liegt, wie DE VERNEUIL

zuerst nachwies, bei Mora de Ebro eine Bank in den Muschelkalkschichten, die ganz erfüllt ist von pelagischen Versteinerungen, namentlich *Protrachyceras*, *Hungarites* und zahlreichen Bivalven. Diese Bank fehlt nach meinen Erfahrungen in der Provinz Valencia völlig.

γ) Paläontologisches. In der Literatur werden aus der Provinz Valencia von mehreren Punkten Fossilien angegeben. Aber teils handelt es sich um ganz gelegentliche Funde, teils auch um mißgedeutete konkretionäre Gebilde. In der Valencianer Sammlung des Herrn Professor BOSCA liegt ein von Cofrentes stammendes Stück mit der Bezeichnung *Myacites* <sup>7</sup>*elongatus*. Es wurde ihm von einem der spanischen Geologen bestimmt. Die Erhaltung ist jedoch so schlecht, daß es kaum möglich ist, dieses Stück überhaupt mit Sicherheit als Fossil zu bezeichnen, und Herr Professor BOSCA sagte mir, daß die Erhaltung stets so schlecht sei.

Nur ein Punkt scheint früher in größerer Menge Fossilien geliefert zu haben. Das war ein Gipssteinbruch in der Nähe der „Peña negra“ bei Alfarp (K. B 2), einem Orte am Rio Magro nicht weit von der Amtsstadt Carlet. Der Bruch ging ziemlich in die Tiefe, und an seiner Sohle kam eine Kalkschicht zutage, die recht fossilreich gewesen zu sein scheint. Jetzt ist die Grube zugeschüttet und nicht mehr zugänglich. Die Kalkschicht steht in der Nachbarschaft nicht an, da die Trias hier stark mit diluvialen Flußschottern überdeckt ist.

CORTAZAR<sup>1)</sup> erwähnt von dieser Stelle:

„*Ostrea spondyloides* SCHLOTH.

*Myophoria Goldfussii* ALB.

*Mytilus eduliformis* SCHLOTH.“

und zitiert nach D'ARCHIAC:

„*Ostrea spondyloides* SCHLOTH.

*Myophoria deltoidea* ALB.

*Monotis Alberti* GOLDF.

*Avicula antiqua* MÜNST.

*Gervillia socialis* ALBERTI.

*Mytilus eduliformis* SCHLOTH.

*Modiola* indet

*Mactra trigonia* GOLDF. (sic!)

*Myacites elongatus* GOLDF.“

Ein weiterer Punkt, von dem auch mehrere Arten erwähnt werden, soll bei Cofrentes liegen. Aber die Ortsangabe ist so mangelhaft, die Karte von zu kleinem Maßstabe und der Name des Punktes bei der Bevölkerung unbekannt. Daher war es

<sup>1)</sup> Valencia, S. 163.



mir nicht möglich, ihn aufzufinden. Es handelt sich dabei um einen Gebirgsteil von wenigstens 16 qkm, in dem Muschelkalkschichten fast überall anstehen.

Von dieser Örtlichkeit werden bei CORTAZAR erwähnt:

„*Turbonilla gregaria* SCHLOTH.

*Myophoria Goldfussii* ALB.

*Myacites elongatus* GOLDF.“

Außerdem gibt CORTAZAR noch von einigen anderen nicht speziell genannten Punkten, an denen VERNEUIL gesammelt hat, folgende Arten an:

„eine kleine *Lima*

*Avicula socialis*

eine Bivalve kleiner als *Myacites elongatus*.“

Außerdem werden noch von verschiedenen Punkten der Provinz, aber auch ohne genaue Fundortsangabe,

„*Chondrites* sp.

*Natica Gaillardoti* GOLDF.

*Acroura prisca* GOLDF.“

erwähnt.

Diese Formen beweisen immerhin, daß der Kalkkomplex einen Absatz des gleichen Meeres darstellt, dem auch der deutsche Muschelkalk angehörte. Die Angaben sind aber außer denen von Alfarp zu ungenau, als daß man den genauen Horizont der Fossilien angeben könnte.

Was ich selbst an Fossilien fand, ist noch weniger für eine Horizontierung geeignet. Sie lagen in ziemlich hohen Schichten des Muschelkalkes. Das Lager ist ein hellgrauer, massiger, dichter Kalk mit etwas Eisenoxyd. An frischen Flächen zeigt er mitunter Querschnitte von Bivalven, die sich aber nicht herauspräparieren lassen. Dagegen wittern einige organische Reste gut heraus. Sie bestehen aus Kieselsäure und lassen sich mit Salzsäure leicht herausätzen. Die Stelle liegt wenig östlich von Chelva an dem Wege, der vom „Calvario“ nördlich vom „Torecillo“ vorbei nach dem Barranco de Alcotas führt, am Südhang eines östlichen Ausläufers des Pico de Chelva. Es sind kleine verkieselte Kolonien eines Pharetronen. Die Kolonien sind kugelig und zeigen mehr oder minder konzentrisch-schaligen Aufbau. Dadurch haben sie große Ähnlichkeit mit *Stromatofungia porosa* KLIPST. sp. Der Aufbau ist aber etwas gröber und die einzelnen Schalen meist dicker als bei der von KLIPSTEIN<sup>1)</sup> und LAUBE<sup>2)</sup> beschriebenen Art.

<sup>1)</sup> Mittgn. a. d. Geb. d. Geol. u. Pal. I. S. 287. T. XIX. Fig. 18.

<sup>2)</sup> Denkschr. k. k. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Bd. 24. II. S. 244. T. II. Fig. 16.



Weiter oben liegen an der gleichen Stelle noch zwei Schichten, die organische Reste führen, nämlich die oben erwähnte pseudoolithische Bank und die Konglomeratbank. In der ersteren finden sich kleine Schalentrümmern von Brachiopoden, die perforiert sind und ihrem ganzen Habitus nach zu *Spiriferina* gehören dürften. Im Schiffe zeigen sich kleine Durchschnitte von Gasteropodenstückchen und spongitische Reste, um die der Kalk sich in kugeligen Partien abgesetzt hat. Makroskopisch erkennbare spätige mehr oder minder runde Durchschnitte könnten von Crinoiden herrühren, lassen sich aber mikroskopisch nicht als solche erkennen.

In der konglomeratischen Bank finden sich in einzelnen der Gerölle Durchschnitte von organischen Resten, die *Chaetetes*-ähnlich aussehen, deren ungenügende Erhaltung aber eine sichere Bestimmung nicht zuläßt.

δ) Facies. Faciell ist der Valencianer Muschelkalk dem deutschen recht wenig zu vergleichen. Immerhin steht er ihm näher als den äquivalenten Schichten der alpinen Trias. Seine schwankende, aber geringe Mächtigkeit und die ziemlich gleichmäßige Ausbildung von unten bis oben lassen erkennen, daß die vorangegangene Senkung keine ganz gleichmäßige war, und daß die Hebung wohl ziemlich bald wieder einsetzte. Ich glaube, daß die Sedimentation des Kalkes in der Provinz Valencia sicherlich kürzer angedauert hat als in Deutschland die Muschelkalkperiode. Ob aber die Buntsandsteinzeit etwas länger andauerte, oder ob die Hebung früher erfolgte, und die unteren Partien der Gipsstufe unserm obern Muschelkalk zeitlich gleichzustellen sind, ist vorderhand noch nicht zu entscheiden, obwohl die letztere Erklärung mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat.

#### d) Gipsstufe.

Über den Schichten des Muschelkalkes folgen, teils durch Vermittelung von Mergelkalken, teils direkt den Kalk überlagernd, die mächtigen Gesteinsserien der bunten Mergel und der Gipse. Mächtigkeit und facielle Ausbildung dieser Gruppe sind den größten Schwankungen unterworfen, und es gibt kaum zwei Stellen, die völlig übereinstimmendes Profil aufweisen. Die Unterschiede machen sich oft schon auf wenige Kilometer so bemerkbar, daß es nicht möglich ist, auch nur eine Schicht des einen Profils mit denen des andern zu identifizieren. Der Gips ist den Mergeln in Stücken und Nestern eingeschaltet, bildet aber mitunter auch zusammenhängende Lagen von größerer Ausdehnung. Bald finden wir nur mächtige Mergelkomplexe

ohne jede Spur von Gips, bald ist nur eine starke Serie von Gipslagen entwickelt, die nur von dünnen Tonhäuten getrennt werden, und wieder an anderen Stellen wechseln Gips und Mergel in bunter Folge.

a) Gesteinsbeschaffenheit. Das wichtigste Gestein dieser Abteilung sind bunte Mergel von meist geringem Kalkgehalt, mitunter fast reine Tone. Die Farbe ist äußerst wechselnd, vom neutralen Grau durch alle Nuancen bis fast zum Ockergelb; dann die verschiedensten Graugrün und Grüngrau, rötlich, rot und violett. Mitunter sind mächtige Partien einheitlich gefärbt, an andern Stellen wechselt die Farbe alle paar Zentimeter. Zwischen den Mergeln stellen sich Steinmergelbänkchen ein, mitunter auch Kalk- und Dolomitschichten, während die für die Entwicklung des deutschen Keupers so charakteristischen Sandsteine vollständig fehlen.

Sehr häufig sind die Mergel und besonders die tonigen Partien reich an Gips. Teils schließen sie größere Krystalle ein, teils sind sie ganz fein mit Gips imprägniert und bilden so alle Übergänge bis zum reinen tonfreien Gips. Der Gips tritt in den verschiedensten Formen auf. Stellenweise sind es mächtige zusammenhängende Lagen von weißem zuckerkörnigen Gips; an andern Orten finden sich Nester von derbem weißen, rötlichen bis zinnoberroten Gips, zum Teil auch einzelne Krystalle eingeschlossen im Mergel. Die letzteren sind oft von solcher Größe, daß sich über kopfgroße Spaltstücke daraus schlagen lassen; mitunter auch sind es zierliche Rosetten oder kleinere Einzelkrystalle, die fast stets als Zwillinge ausgebildet sind, ähnlich den bekannten Gipsen von Montmartre, nur kleiner.

Die Gipse umschließen sehr oft noch andere Mineralien, die wohl erst später, vielleicht aus dem Wasser, das den Anhydrit zu Gips verwandelte, ausgeschieden wurden, aber häufig für die Ausbildung der Gipse recht bezeichnend sind. Es sind Quarzkrystalle, dann Aragonit und Teruelit. Die eingeschlossenen Mineralien sollen am Ende dieses Kapitels als Anhang beschrieben werden.

Der Gips ist wohl größtenteils aus Anhydrit durch spätere Wasseraufnahme entstanden. Das beweist die vielfach gänzliche Zertrümmerung der darüber liegenden Schichten der Carnjolas, wenn diese den Gipsen unmittelbar aufliegen, oder die starke Fältelung der bunten Mergel, wenn die Gipse nicht bis oben hin reichen. Außerdem ist der Gips selbst an Stellen, wo das deckende Gebirge nicht nachgeben konnte, in sich selbst zu einer förmlichen Gipsbreccie zerpreßt.

Fossilien fand ich nirgends in der ganzen Abteilung; sie sind auch in der Literatur nicht erwähnt.

β) Gliederung. Bei den großen Schwankungen, denen die Mergel in ihrer petrographischen Ausbildung unterworfen sind, ist es nicht möglich, ein einheitliches Profil aufzustellen, da der Wechsel ebenso rasch in der horizontalen wie in der vertikalen Verteilung auftritt. Schon die Mächtigkeit der Gesamtgruppe ist nicht einheitlich anzugeben. An einigen Stellen beträgt sie nur wenige Meter. So liegen z. B. bei Chelva (K. A. 1) nördlich vom „Calvario“ bei der „Mina de yeso“ nur 3—5 m Gips zwischen Muschelkalk und den oberen Kalken. Man könnte hier an eine Auslaugungserscheinung denken, aber die darüberliegenden Schichten geben gar keinen Anhalt für diese Vermutung, da sie ganz ungestört den Gips überlagern.

An vielen Stellen haben aber sicher starke Auslaugungen stattgefunden. So finden wir an der Straße östlich von Domeño (K. B 1) die Mergel in einzelne Stücke aufgelöst, deren Schichtung erkennen läßt, daß sie regellos durcheinander geworfen sind; und dieses Haufwerk von Mergelblöcken wird kreuz und quer von Fasergipsadern durchzogen. Durch diese Auslaugungserscheinungen sowie durch die maßlose Zerrüttung und Zerstückelung der Mergel durch tektonische Vorgänge ist eine Bestimmung der ursprünglichen Mächtigkeit nicht mehr möglich, zumal, wie schon hervorgehoben wurde, eine Bestimmung aus Addition der Mächtigkeit in verschiedenen Teilprofilen wegen der Inkongruenz der einzelnen Profile nicht zu erreichen ist.

Da ein einheitliches Profil ausgeschlossen ist, der starke Facieswechsel auf engem Gebiet aber sehr großes Interesse für sich beansprucht, so erscheint es am zweckmäßigsten, möglichst viele lokale Daten und Einzelprofile zu geben.

Betrachten wir zunächst das Gebiet von Chelva (K. A 1), so sehen wir, daß hier der Gips nirgends ganz fehlt. Bei der Stadt selbst im „barranco del convento“, wenige hundert Schritt vor seiner Einmündung in den Rio de Chelva, stehen rote Mergel an mit Nestern von rotem spätigen Gips, der zahlreiche Quarzkrystalle umschließt. Knapp zwei Kilometer weiter nordöstlich, bei der obenerwähnten „Mina de yeso“, finden wir keine Mergel, sondern nur Bänke von weißem zuckerkörnigen Gips mit einzelnen rosa und gelblichen Partien. Zwischen den Bänken finden sich dünne grünliche Tonhäute. Gehen wir von hier aus nach Osten, nach dem „barranco de Alcotas“ zu, so treffen wir nach einiger Zeit die Gipsstufe wieder an. Es sind hier graugrüne Mergel mit einzelnen Gipsrosetten darin;

dann folgen bräunliche Mergel mit Zwillingskrystallen. Wieder etwas weiter stehen in einem grünlichen Mergel einzelne Gipsbänke an von ziemlich grobkörnig krystallisiertem Gips. Durch seine durchsichtigen Krystallindividuen kann man ziemlich tief in diese von undurchsichtigem Mergel eingeschlossenen Bänke

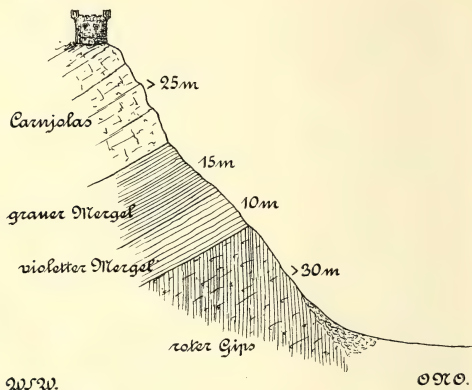


Fig. 5.

Profil am Castillo de Domeño.

sehen, so daß sie ein schwärzliches Aussehen erhalten. Der Weg wendet sich jetzt nach Norden. Nach wenigen Schritten finden wir einen grauen, fast plastischen Ton mit Fasergipsadern und großen Gipskrystallen, die sich durch besondere Reinheit auszeichnen; es lassen sich über fingerdicke Spaltstücke von absoluter Durchsichtigkeit davon abspalten. Nicht weit davon entfernt stehen rötliche bis violettrote Mergel an, die wieder zinnoberroten Gips mit Quarz enthalten.

Gehen wir von Chelva der Poststraße, die nach Liria führt, entlang, so treten wir hinter Calles in das Gebiet der Gipsstufe ein. Es ist ein ziemlich weites Bodenareal, das von rötlichen Mergeln bedeckt wird, in denen sich zahlreiche Fasergipsadern, aber auch einzelne Nester von weißem und rotem Gips, zum Teil mit Quarzkrystallen finden. Weiter östlich unter dem Kastell von Domeño (K. B 1) steht folgendes Profil an (vgl. Fig. 5):

über 30 m rote und rotbraune unreine Gipse, nicht bis an die Basis aufgeschlossen.

10 m violettgraue Mergel mit etwas Gips.

15 m gipsfreie Mergel von reiner grauer Farbe.

Diese werden dann überlagert von den Dolomiten der Carnjolasstufe. Etwa zwei Kilometer östlich davon an der Straßenkehre nach Verlassen des Haupttales findet sich folgendes Profil (vgl. Fig. 6):

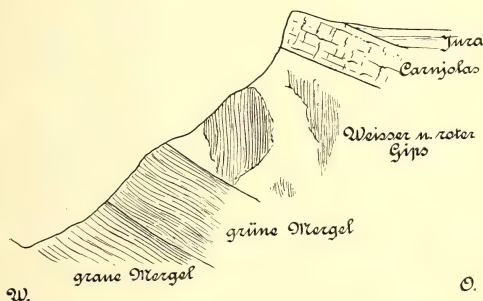


Fig. 6.

Profil östlich von Domeño.

über 20 m graue und grüne Mergel ohne Gips.

15—20 m weißer und roter Gips, der nesterweise miteinander wechselt und Quarzkrystalle, in den weißen Partien auch Teruelit führt.

Der Gips wird dann direkt von den Carnjolasschichten überlagert. Diese beiden Profile zeigen, daß der Gips ganz regellos bald oben, bald unten liegt.

Einen ähnlichen Wechsel, aber in etwas größerem Maßstabe zeigt das Gebiet von Ayora — Cofrentes (K. A 2,3). Hier läßt sich von Süden nach Norden der Poststraße folgend nachstehendes beobachten. Bei Ayora selbst finden wir unter den Carnjolasdolomiten, auf denen die Burg steht, eine Serie von weißen Gipsbänken. Die Mächtigkeit ist nicht festzustellen, da das Liegende nicht entblößt ist. Weiter nördlich zwischen Jarafuel und Jalance dehnt sich eine ganz eigenartige und charakteristische Landschaft aus. Die Gipsstufe ist hier rein mergelig entwickelt. Zwischen den Mergeln finden sich einzelne Steinmergelbänke und einige dünnplattige Lagen eines dichten schwarzen fossilisierbaren Kalkes. Die Mergel sind durch tek-

tonische Vorgänge steil aufgerichtet und bedecken ein großes Bodenareal, sind also sicher von großer Mächtigkeit. In dem wenig widerstandsfähigen Material konnte die Erosion lebhaft arbeiten, und wir finden jetzt ein flachwelliges Hügelland mit sehr spärlicher Vegetation. Die Farbe wechselt in diesem Mergelkomplex ganz ungeheuer; alle 4—5 cm kommt eine anders gefärbte Schicht. Es finden sich folgende Farben: hellgrau, fast weiß, grünlich, ockergelb, braun, dunkelgrau, rötlich und violett, so daß die ganze Landschaft einen seltsam gestreiften unruhigen Eindruck macht. Nördlich von Jalance finden wir dann einen Komplex von bräunlichen Mergeln und Steinmergeln, und erst in Cofrentes selbst stellt sich der Gips wieder ein. Innerhalb des Fleckens stehen graue und violett-graue Tone und Mergel mit Einzelkrystallen und Rosetten von Gips an, am linken Ufer des Rio Cabriel wieder Nester von weißem und rotem Gips mit seinen Begleitmineralien, hier hauptsächlich Quarz und Aragonit. An dieser Stelle, und zwar unmittelbar bei der Brücke, die über den Rio Cabriel führt, steht auch die Gipsbreccie an, die oben erwähnt wurde. In einer dunkelgrauen Gipsmasse liegen einzelne eckige Bruchstücke von rotem und weißem Gips. Überhaupt ist diese Stelle am besten geeignet, die Entstehung des Gipses aus Anhydrit zu beweisen, denn über der Gipsbreccie liegen die Carnjolaschichten, hier rötliche löcherige etwas dolomitische Kalke, und deren unterste Schichten sind gleichfalls vollständig brecciös zertrümmert. Diese Zertrümmerung nimmt mit der Entfernung vom Gips mehr und mehr ab, so daß sie etwa 5 m über der Grenze die Carnjolaschichten wieder in ihrem normalen Verbande liegen.

Die Überleitung der Gipsstufe zur Carbonatstufe der Carnjolas bilden an anderen Stellen Rauchwacken, die zum Teil noch Gips führen, also wieder ein Zwischenglied von unsicherer Stellung bilden. Das Muttergestein, in dem die Gipse stecken — und zwar in jeden Hohlraum nur ein Krystallindividuum — ist fein brecciös, so daß wir also eine ähnliche Entstehungsweise annehmen können, wie für die Gipsbreccie, nämlich durch die Quellfaltung innerhalb der Gipse; vielleicht allerdings auch durch Auslaugungserscheinungen.

γ). Genesis. Aus dem starken faciellen Wechsel in horizontaler Ausdehnung sowie aus dem nesterweise auftretenden Gipse kann auf eine kontinentale Bildung geschlossen werden, und zwar ist es recht wahrscheinlich, daß wir es nicht nur mit einer Küstenbildung, sondern mit einer echten Landbildung zu tun haben. Der starke Wechsel im Auftreten der



Gipse weist auf eine sehr detaillierte Gliederung der Erdoberfläche hin, wobei aber größere Höhenunterschiede gefehlt haben dürften. Am besten wird man eine flachwellige Ebene annehmen können, in der größere Flüsse mit sehr geringem Gefälle strömten, so daß sie nur Schlick, aber keinen Sand mehr absetzen konnten. Nimmt man nun an, daß in abgeschnittenen Altwässern sich die Gipslösung sehr konzentrierte, so lassen sich die einzelnen Gipsnester, die bald da, bald dort auftreten, leicht erklären. Man könnte aber auch an eine jahreszeitliche Änderung der Wasserführung denken und so den starken Wechsel erklären. Daneben muß man allerdings auch einzelne größere Seebecken annehmen, um die ausge dehnteren Gipslager zu erklären.

Über die Mergel läßt sich streiten, ob sie als Absatz der Flüsse während der niederschlagsreichen Jahreszeit, vielleicht auch größerer Niederschlagsperioden, anzusehen sind, oder aber auch, ob sie in Seen abgesetzt wurden. Fossilien, die eventuell die Frage entscheiden könnten, fehlen vollständig.

Weiter könnte noch folgende Erklärungsmöglichkeit herangezogen werden. Die Gipse und gipsführenden Mergel sind vom Wasser abgesetzt, das ist wohl kaum anders anzunehmen. Denn sie sind mitunter rein tonig entwickelt und machen einen entschieden geschlammten Eindruck. Dabei ist es nicht unmöglich, daß diese Gewässer bei dem starken Mineralgehalt, speziell an Sulfaten, steril gewesen sind. Aber die gipsfreien Mergel könnten sehr wohl auf dem festen Lande gebildet worden sein, wobei an laterit- und lößartige Bildungen gedacht werden kann.

δ) Mineralführung. Zum Schlusse dieses Abschnittes sei noch ein kurzer Blick auf die in den Gipsen eingeschlossenen Mineralien geworfen. Als weitaus wichtigstes erscheint der Quarz. Es sind stets schwebend ausgebildete Einzelkrystalle und morgensternartige Drusen. Die Farbe ist oft ein trübes Weiß. So finden wir sie im Cabrieltale bei Cofrentes (K. A 2), bei Chelva und Domeño (K. A B 1) an mehreren Punkten. Häufig finden wir aber auch lebhaft rot gefärbte Krystalle, die in der Literatur meist unter dem Namen Eisenkiesel (Hyacinthen) von Santiago de Compostela gehen<sup>1)</sup>. Die spanischen Geologen nennen sie „jacinthos de Compostela“. Auffallend ist, daß die roten Krystalle nicht nur in den zinnoberroten Gipsen liegen, sondern an einer Stelle im Cabrieltale auch in einem weißen. Ich fand

<sup>1)</sup> Weil sie durch Wallfahrer dorthin gebracht und von dort weiter verbreitet werden.

diese Eisenkiesel an zwei Stellen in großer Masse, und es ist merkwürdig, daß von einem Punkte stets alle Krystalle gleiche Größe und gleiche Ausbildung haben. Bei Chelva (K. A 1) im „Barranco del convento“ lagen nur etwa 3—4 mm lange Kryställchen, die beide Rhomboeder und das gut ausgebildete Prisma zeigen. Im Cabrieltale bei Cofrentes (K. A 2) dagegen sind es dihexaedrische Krystalle von 3 mm Größe. Das Prisma fehlt auch hier nie ganz, ist aber stets nur als sehr schmales Band entwickelt.

Als zweites Mineral finden wir Aragonit. Ich fand ihn nur im Cabrieltale bei Cofrentes in kleinen etwa 10 mm langen sechsseitigen Säulchen von 3—4 mm Durchmesser. Die Basis zeigt die Drillingsstreifung meist recht deutlich, und die Säulchen erscheinen am Ende wie ausgefranst. Einzelne Gipsstücke stecken so voll, daß sie ein breccienförmiges Aussehen erhalten.

Drittens finden wir Teruelit. Das ist ein zusammengesetztes Carbonat mit etwa der Zusammensetzung des Dolomites. Ich habe ihn in einem verstürzten Gipsblocke in zahlreichen etwa zentimetergroßen Krystallen gefunden. Die Krystalle zeigen etwas korrodierte Rhomboederflächen und sind zum Teil als Zwillinge nach der Basis ausgebildet. Die Farbe ist dunkel schwarzbraun. Das Muttergestein ist zuckerkörnig und etwas grau gefärbt. Der Fundort liegt bei Domeño (K. B 1), und zwar etwas östlich am Abkürzungswege an der großen Straßenkehre. Der Block lag an der Stelle, wo der Weg die kleine Schlucht kreuzt, war also etwas transportiert. Seine Größe aber und seine fast scharfen Kanten zeigen, daß der Transport nicht weit gewesen sein kann.

An einer Stelle im Cabrieltale bei Cofrentes läßt sich beobachten, daß die eingeschlossenen Mineralien nicht ganz regellos im Gips liegen, sondern gesetzmäßig darin verteilt sind. Wir finden dort folgendes Profil:

Zuerst weiße krystalline Gipse mit sehr großen Gips-individuen; darüber roter Gips mit roten Quarzkrystallen. Über diesem folgen violettgraue gipsreiche Mergel mit weißen Quarzkrystallen, worüber dann graue Gipsmergel mit Gips-rosetten und Aragonitkrystallen liegen. Die Folge schließt mit der schon erwähnten Gipsbreccie, die von den Carnjolas-schichten überdeckt wird.

#### e) Carnjolas.

(Wie schon im allgemeinen Teile hervorgehoben, ziehe ich die lautliche Schreibweise „Carnjolas“ der spanischen Form „carñolas“ aus praktischen Gründen vor.)



## Erklärung zu Tafel XV.

Fig. 1, 2, 3, 4 und 6. *Phacops* cf. *rana* GREEN.

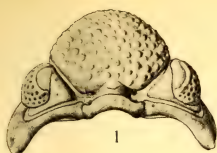
1 und 2. Ober- und Unterseite desselben Kopfschildes. Am Hinterrande des Kopfschildes sind in Fig. 2 die Gelenkgruben zu sehen, an die seitlich die Gelenkleisten anschließen (Fig. 1). Die vier röhrenförmigen Zapfen (vgl. S. 319) erscheinen in Fig. 2 als Vorsprünge, in Fig. 1 als Vertiefungen (4 schwarze Punkte).

3, 4 und 6. Isolierte Thorakalsegmente. Fig. 3 Ansicht von vorn. An den Pleurotergiten die Gelenkköpfe und die seitlich anschließenden Gelenkrinnen. Am Mesotergitum treten die röhrenförmigen Zapfen, an denen die Gliedmaßen befestigt waren, gegen die Unterseite vor. Fig. 4 und 5 Ansicht von oben und unten. Vorn die Gelenkköpfe, hinten die Gelenkgruben.

Fig. 5. *Phacops elegantulus* n. sp. Obere Steinhornschichten des Kellerwaldes. (Sammlung DENCKMANN.)

Fig. 7. *Phacops Pompeckji* n. sp. Obere Steinhornschichten des Kellerwaldes. (Sammlung DENCKMANN.)

Fig. 9. *Pterygometopidella quadrilineata* ANG.



1



2



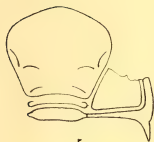
4



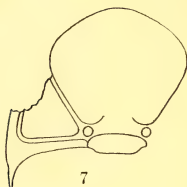
3



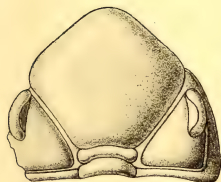
6



5



7



8

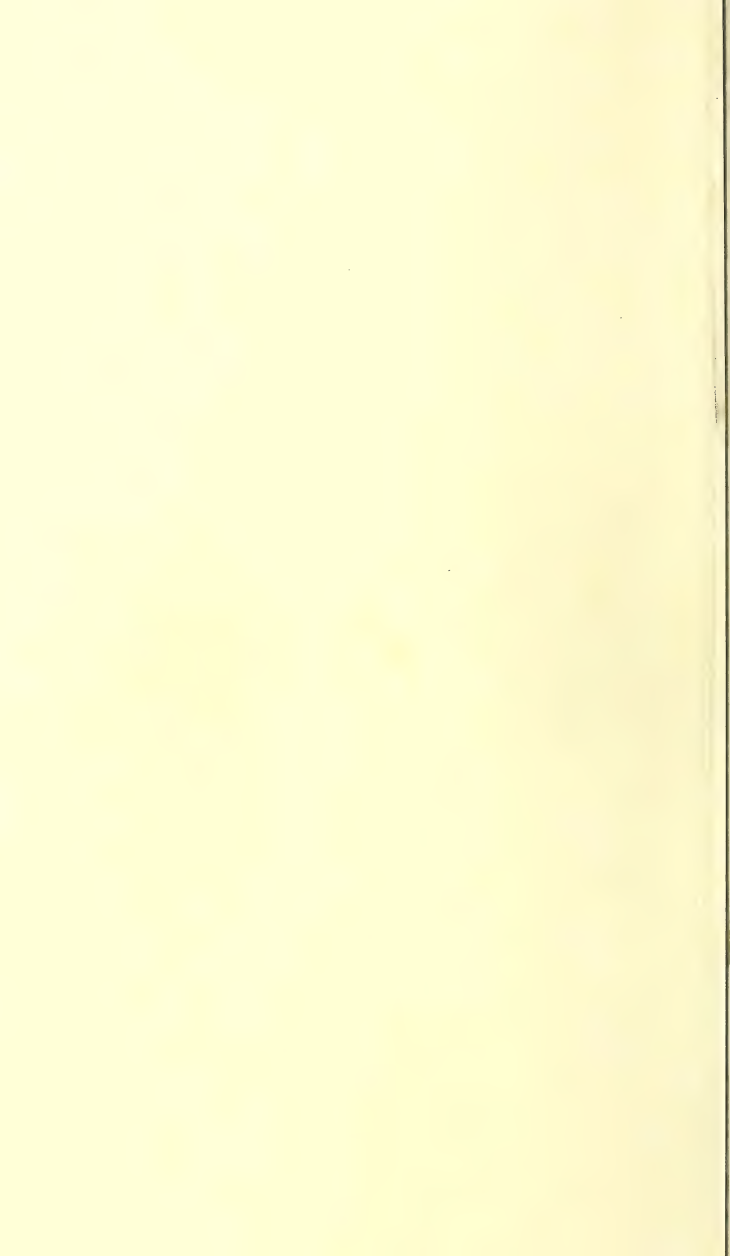


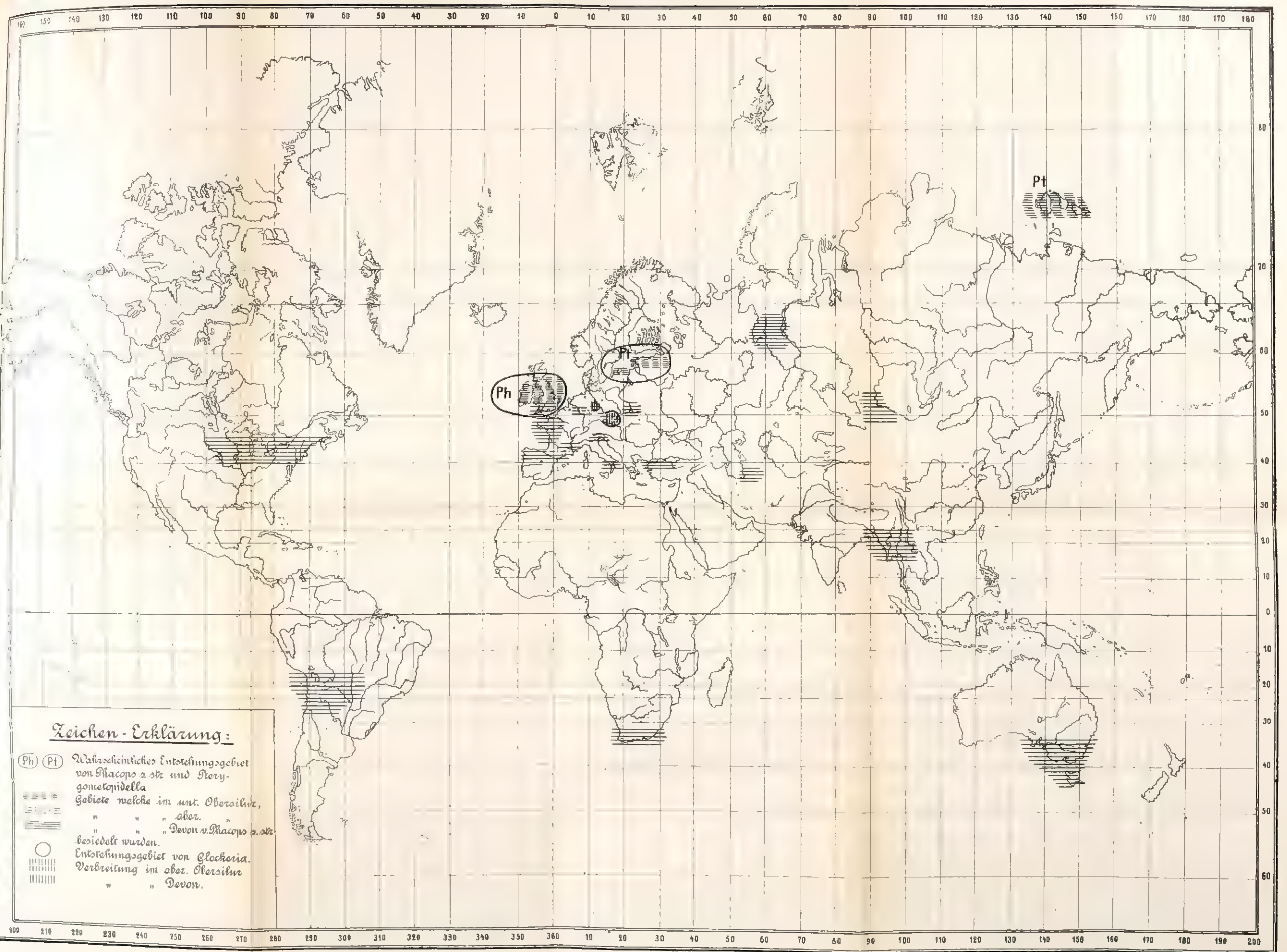
9





Taf. XVI.







# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

## A. Abhandlungen.

63. Band.

IV. Heft.

Oktober, November, Dezember 1911



Berlin 1912.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 401—557. Zugänge der Bibliothek, Mitglieder-  
verzeichnis S. 558—602. Tafel XVII—XXII. Inhalt.

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1912

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	" RAUFF	"	STREMME
sitzende:	" BORNHARDT	"	FLIEGEL
Schatzmeister:	" ZIMMERMANN	"	HENNIG
Archivar:	" EBERDT		

## Beirat für das Jahr 1912

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen, TRETZE-Wien, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatsitzungen sind Herrn Privatdozenten Dr. STREMME tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

**Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.**

**Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.**

**Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.**

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Privatdozenten Dr. Stremme, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn Dr. Eberdt, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



## Inhalt des IV. Heftes.

Aufsätze.	Seite
8. R. EWALD: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. (Fortsetzung.) . . . . .	401
9. W. GOTHAN: Über einige permo-carbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien). (Hierzu Tafel XVII.) . . . . .	418
10. OTTO BEYER: Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebiets. (Hierzu Tafel XVIII und 4 Textbilder.) . . . . .	429
11. CARL RENZ: Die Insel Ithaka. (Hierzu die geologische Karte Tafel XIX.) . . . . .	468
12. WILHELM SALOMON: Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen, mit besonderer Berücksichtigung des Rheintalgrabens. (Mit 7 Textfiguren.)	496
13. W. SCHMIDLE: Zur Kenntniss der Molasse und der Tektonik am nordwestlichen Bodensee. (Mit 3 Textfiguren.) . . . . .	522
14. C. GAGEL: Das Erdbeben von Formosa. (Hierzu Tafel XX bis XXII und 1 Textfigur.) . . . . .	552
 Zugänge der Bibliothek . . . . .	 558
Mitgliederverzeichnis . . . . .	573
Inhalt . . . . .	III
Druckfehlerberichtigungen . . . . .	VIII



Über den Gipsen lagert ein zweiter Komplex von Carbonatgesteinen. Von einigen Autoren wird er für rhätisch, von anderen für etwas älter gehalten. Mag auch der Beginn seiner Bildung schon in norische Zeit fallen, so ist er doch sicher auch ein Äquivalent der rhätischen Bildungen. Schon zur Zeit seines Absatzes scheinen tektonische Bewegungen eingesetzt zu haben, denn wir finden nirgends mehr sein Hangendes entwickelt; und der Lias, der ihn in Catalonien konkordant überdeckt, fehlt hier fast völlig. Die Lücke zwischen den jüngsten Triasbildungen und den sie bedeckenden Sedimenten wächst nach Süden an, so daß der Herd jener tektonischen Vorgänge weiter im Süden zu suchen ist.

α) Gesteinsbeschaffenheit. Das Vorherrschende in dieser Formationsabteilung sind Dolomite und dolomitische Kalke von grauer, bräunlicher und sehr häufig auch rötlicher Farbe. Die Bankung ist entweder sehr dickplattig oder fehlt fast völlig. In einzelnen Schichten finden sich Wellenfurchen von sehr großer Breite; die Entfernung der einzelnen Wellen voneinander beträgt über einen Dezimeter und stimmt ziemlich genau mit der Schichtmächtigkeit überein, eine Erscheinung, die sich auch an zahlreichen anderen Stellen beobachten läßt, ohne daß man einen andern Grund als den bloßen Zufall dafür angeben könnte. Das Gestein verwittert meist etwas löcherig, bildet aber vermöge seiner großen Widerstandskraft gewöhnlich sehr steile Hänge und schroffe unzugängliche Formen. Die Vegetation ist eine spärliche Gestrüppvegetation.

Fossilien fanden sich in der Provinz Valencia nicht, so daß die Frage nach dem genauen Alter der Schichten und der Faciesprovinz, der sie angehören, hier keine Beantwortung finden kann. An andern Stellen der Halbinsel<sup>1)</sup> sollen einige zweifelhafte Reste von „*Cerithium*, *Cypris* und *Planorbis* (?)“<sup>2)</sup> gefunden worden sein, so daß dann die Carnjolas eventuell als die Bildung eines Binnensees aufzufassen wären, während TORNQUIST<sup>2)</sup> sie mit dem deutschen Steinmergelkeuper und dem alpinen Hauptdolomit in Parallele setzt. Eine nicht marine Entstehung scheint nach dem ganzen petrographischen Habitus so gut wie ausgeschlossen zu sein, so daß man sie wohl als marine Bildung ansprechen kann.

β) Gliederung. Über ihre Mächtigkeit läßt sich nichts Positives angeben, da sie überall von weitaus jüngeren Sedimenten diskordant überlagert werden; doch scheint die

<sup>1)</sup> Zitiert nach Lethaea geognostica.

<sup>2)</sup> Außeralpine Trias in Catalonien und Balearen. S. 912 u. 917.

Mächtigkeit an einzelnen Punkten 100 m zu übersteigen. An vielen Stellen sind die Carnjolaschichten aber schon vor Absatz der Kreide bis auf wenige Meter abgetragen worden.

Auch über das Profil läßt sich nur wenig aussagen. An einigen Stellen beobachtet man, daß unten mehr massige Dolomite lagern, oben etwas besser gebankte. Besonderes Interesse gewähren besonders zwei Profile, wo die Mächtigkeit ziemlich beträchtlich ist, das heißt, daß noch wenig davon abgetragen worden war. Das eine liegt am rechten Ufer des Rio de Chelva unterhalb Calles (K. B 1) (vergl. Fig. 7.) Hier liegen über den Gipsmergeln zunächst 20 m dunkle gut gebankte Kalke, darüber 4—5 m graue Mergel, die von dolomitischen Kalken überlagert werden; und zwar zu unterst mehr als 40 m ganz ungebankt und hellgrau, darüber gut gebankt und ebenfalls hellgrau in einer Mächtigkeit von über 80 m. Das Profil wird weiter westlich von einer Verwerfung abgeschnitten; wenig weiter östlich werden die Gipse nur noch von etwa 30 m Carnjolas überlagert (Figur 5, S. 396), und noch etwas weiter liegt schon auf 5 m Dolomit der obere Jura diskordant auf (Figur 6, S. 397).

Das andere Profil ist bei Cofrentes sehr schön zu sehen. Die untersten Schichten sind trefflich entblößt im Tale des Rio Cabriel, wo folgendes Profil ansteht:

- |            |   |
|------------|---|
|            | Gips, zum Teil brecciös entwickelt.   |
| 2 m        | rote Breccie, unten sehr stark zertrümmert, aus dolomitischem Kalk bestehend.     |
| 3 m        | rötlicher Kalk mit zelliger Struktur.   |
| 10 m       | rötlicher Kalk in etwa 3 m starken Bänken mit breiten Wellenfurchen.              |
| schwankend | bräunliche Dolomite und Kalke, an der Basis geschichtet, und oben massig werdend. |

An der Poststraße von Jalance nach Jarafuel (K. A 2) werden die Gipse von einer mächtigen Serie von Dolomiten und Kalken überlagert, die keine Fossilien führen und im einzelnen von recht wechselnder Beschaffenheit sind; zum Teil sind sie wohlgeschichtet. Ihre Mächtigkeit scheint ca. 150 m zu betragen. Die Farbe wechselt zwischen hellgrau und braun, doch ist der ganz frische Bruch meist von einem dunklen Grau oder Braungrau.

Hier liegen gleichfalls unter dem ganzen geschlossenen Carbonatkomplex noch einmal in den Mergeln einzelne Lagen von feingeschichtetem dunkelgrauen Kalk, der aber wie bei Chelva keine Fossilien geliefert hat.

γ) Facies. Welchem Faciesgebiete diese Schichten angehören, ist sehr schwer zu sagen, da Fossilien bisher noch nicht

gefunden wurden. TORNQUIST<sup>1)</sup> vergleicht diese Schichten in den unteren Lagen auf Grund von *Myophoria vestita* ALB. mit dem deutschen Hauptsteinmergel und auf Grund ihres petrographischen Charakters mit dem alpinen Hauptdolomit. Danach könnten wir es mit einem Übergangsgebiet der beiden großen Faciesreiche zu tun haben. Eine Kommunikation der Flachseebildungen der germanischen Facies mit den ozeanischen Bildungen der alpinen ist auch deshalb nicht unwahrscheinlich, da ja in Catalonien auch schon zur oberen Muschelkalkzeit eine Kommunikation mit dem offenen Meere stattgefunden hatte. TORNQUIST<sup>2)</sup> glaubt auf Grund seiner Beobachtungen noch eine Gliederung in Hauptdolomit und Rhät vornehmen zu können. Meine Meinung ist es auch, daß in den Carnjolas das Rhät noch mit enthalten ist; wo aber die Grenze zu legen ist, traue ich mir für Valencia nicht anzugeben. In meinem Gebiete kann eine genaue Gliederung erst durch eine Spezialkartierung in großem Maßstabe erreicht werden.

#### Ophite.

Im Anschluß an die Triasformation ist noch ein Eruptivgestein zu besprechen. In der Provinz Valencia steht es heute nur an zwei Stellen an. Die erste liegt bei Alfarp (K. B 2) an der „Peña negra“ (= schwarzer Felsen). Das Gestein setzt dort gangförmig in den bunten Mergeln der Gipsstufe auf, und diese sind am Kontakt gefrittet. Ob der Gang noch höher, das heißt in die Carnjolasstufe hinaufreicht, läßt sich nicht erkennen, scheint aber nicht der Fall zu sein. Aus diesen Umständen ist auf ein triadisches

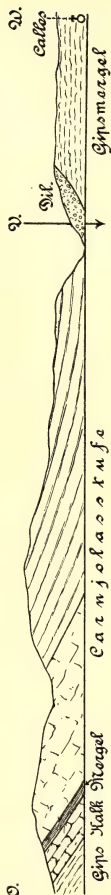


Fig. 7.

Profil zwischen Calles und Domeño.

<sup>1)</sup> Außeralpine Trias auf Balearen und in Catalonien. S. 917.

<sup>2)</sup> a. a. O. S. 917.

Alter der Eruption geschlossen worden. CORTAZAR zum Beispiel nimmt triadisches Alter an. Da aber Decken und Tuffe vollständig fehlen, so ist über das Alter nichts Bestimmtes auszusagen. Sicher ist nur das eine, daß die Eruption nicht vor Ende der Gipsstufe stattgefunden haben kann.

Das Gestein ist schon ziemlich stark umgewandelt. Es ist denkbar, daß die Eruption mit einer der mesozoischen Gebirgsbewegungen in Zusammenhang steht. Die zweite Stelle liegt im Süden der Provinz, südlich vom Jucartale bei Escalona. In der Provinz Teruel stehen diese Gesteine in weit größerer Menge an.

Gesteinsbeschaffenheit. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig, jedoch nicht ganz dicht. Die Farbe ist frisch ein grünliches Grau, im verwitterten Zustande zuerst grün und dann braun. Es zerfällt bei der Verwitterung in Kugeln, und beim Zerschlagen springen konzentrische Schalen von geringer Dicke ab.

Das mikroskopische Bild zeigt ophitische Struktur und weitgehende Zersetzung. Die Feldspäte sind leistenförmig und die dunklen Gemengteile stark umgewandelt. Olivin scheint vorhanden gewesen zu sein. Eine genaue petrographische Untersuchung habe ich bisher nicht vorgenommen.

### 3. Jüngere Schichtglieder.

Das unmittelbare Hangende der Trias ist in der Provinz Valencia nirgends mehr zu sehen, da jüngere Schichten dort nie konkordant der Trias auflagern. Weiter im Norden, in der Provinz Tarragona, zum Beispiel an der Mola bei Falset, liegt über den Carnjolas eine gleichmäßige Serie von Dolomiten und Kalken, von ganz der gleichen Beschaffenheit wie die Carnjolas selbst, aber mit liassischen Fossilien, so daß ein ganz allmählicher Übergang von Trias zu Jura sich vollzieht. Eine scharfe Grenze ist dort nicht zu legen.

Anders in der Provinz Valencia. Hier ist der Lias überhaupt nur ganz im Norden entwickelt, und nach den Fossilangaben, die CORTAZAR macht <sup>1)</sup>, handelt es sich nur um mittleren (*Rhynchonella rimosa*) und oberen Lias (*Hammatoceras insignis*). In der Mitte der Provinz liegen dann schon die südlichsten Vorkommnisse von Juragesteinen überhaupt. Bei Domeño (K. B 1) an der Straße nach Liria fand ich unmittelbar über den Carnjolas einen grauen Mergel mit Stacheln von *Rhabdocidaris* und

<sup>1)</sup> Ich kenne diese Stellen nicht durch eigene Anschauung.



Brachiopoden, die auf oberen Dogger deuten. Gehen wir weiter nach Süden, so fehlt der Jura vollständig, und die obere Kreide transgrediert direkt über die gefaltete Trias. Die Kreideschichten beginnen mit einem Geröllsandstein mit Kaolin als Bindemittel. Dieser Kaolinsandstein wird in mehreren Bergwerken abgebaut und zum Beispiel bei Chelva an Ort und Stelle geschlämmt. Der Sand wird sich absetzen und dann die Kaolinaufschwemmung eintrocknen gelassen. Das resultierende Kaolin ist von reinster weißer Farbe und wird als Porzellanerde sehr geschätzt.

Die Tertiärschichten liegen fast überall horizontal. Auf sie soll im nächsten Kapitel noch etwas näher eingegangen werden.

### III. Geologischer Bau.

Die geologische Geschichte der Valencianer Gebirge und somit ihre Tektonik ist äußerst kompliziert. In der verhältnismäßig kurzen Zeit, die mir zu Gebote stand, konnte natürlich ein so großes Gebiet nicht im einzelnen tektonisch aufgenommen und geklärt werden. Die Provinz umfaßt im ganzen ein Areal von über 10 000 Quadratkilometer, wovon nur etwa ein Fünftel auf die Küstenebene fällt. Alles andere ist Gebirge, und zwar finden wir die Schichten fast nirgends in ungestörter Lagerung. Außerdem macht sich gerade bei Beurteilung der Tektonik der Mangel an guten topographischen Karten sehr empfindlich fühlbar. Ich kann mich daher nur darauf beschränken, in großen Zügen ein Bild vom geologischen Bau dieser Gebirge zu entwerfen; genaues Eingehen auf Einzelheiten muß einer Spezialkartierung vorbehalten bleiben. Vielfach konnte ich nur die Angaben CORTAZARS zusammenfassen, um daraus Schlüsse zu ziehen.

Das Gebiet gehört der spanischen Meseta an, steht also in Gegensatz zu den jungen Faltengebirgen der Pyrenäen im Norden und der betischen Cordillere im Süden. Aber vor Auffaltung jener Gebirge waren die Schichten der Provinz wiederholt erheblichen Faltungen unterworfen. Auch lassen sich mehrfach Hebungen und Senkungen des ganzen Landes nachweisen, die bis in sehr junge Zeit angedauert haben. Ja es scheint, als ob das Land auch jetzt noch sich in keiner Periode vollständiger Ruhe befinde. Nach der letzten Faltungsperiode wurde die ganze Meseta in eine größere Anzahl von Schollen zerlegt, und die horizontale Gliederung ist äußerst kompliziert.

Wie sich aus der vorhergehenden Darstellung ergibt, finden wir also in der Provinz Valencia sehr starke Faltungen, zu

denen sich auch Überschiebungen zu gesellen scheinen, und mehrere ausgeprägte Diskordanzen sowie eine Wechsellagerung von marinen und kontinentalen Bildungen. Außerdem lassen sich zahlreiche Verwerfungen nachweisen.

Eine weitere Komplikation besteht darin, daß hier mehrere Systeme geologischer Leitlinien zusammenstoßen, bzw. ein Umbiegen der Hauptstreichrichtung stattfindet, wodurch die Übersichtlichkeit sehr beeinträchtigt wird.

Andrerseits scheint es, daß auch hier wie an vielen andern Stellen der Erde die Streichrichtung durch mehrere Perioden tektonischer Störungen bestehen bleibt.

Die beiden Hauptsysteme, die hier zusammentreten, sind das Nordwest-Südost-Streichen der im Nordwesten liegenden Gebiete, das aragonische Streichen, sowie das Südwest-Nordost gerichtete Streichen in Catalonien; der Einfachheit halber nenne ich die beiden Richtungen die aragonische (NW—SO) und die catalonische (SW—NO) Richtung.

Betrachten wir zunächst die paläozoische Faltung. Nachdem die Schichten des Palaeozoicums abgesetzt waren — wie weit diese Serie in der Provinz Valencia gereicht hat, läßt sich heute nicht mehr angeben — setzte wie im ganzen westlichen und mittleren Europa die carbonische Faltung ein. Für diese Faltung lassen sich in der Provinz Valencia sowie in den angrenzenden Provinzen folgende Streichrichtungen messen:

Prov. Barcelona	N 60 O	(nach MAURETA)
„ Tarragona	N 32 O	} (nach MALLADA).
„	WNW—OSO	

Das ursprünglich einheitliche Streichen dieser letztgenannten Provinz ist aber durch jüngere Bewegungen, die gerade hier besonders intensiv gewesen zu sein scheinen, völlig verwischt, so daß man es heute kaum mehr angeben kann. Es scheint etwa O—W gewesen zu sein, wenigstens für die mehr westlichen Teile. Das Streichen in der Provinz Barcelona stimmt genau mit dem in Südfrankreich überein, und aus den Untersuchungen ROUSSELS (zitiert bei A. RÜHL)<sup>1)</sup> geht hervor, daß in den Ostpyrenäen sich noch die carbonische Faltung mit demselben Streichen nachweisen läßt.

In der Provinz Valencia konnte ich das Streichen zu N 94 W feststellen, also beinahe Ost-West.

In Aragonien findet sich ein Streichen, das im allgemeinen von NW nach SO zieht.

Das heißt also, im Nordwesten der Provinz Valencia streicht

<sup>1)</sup> Geomorphologische Studien in Catalonien. S. 19.

das Gebirge aragonisch; innerhalb der Provinz west-östlich, nordöstlich davon aber catalonisch. Das ergibt somit einen Gebirgsbogen, wie ihn etwa die Westalpen vom Col di Tenda bis zu den Berner Alpen darstellen.

Aus ALMERAS Beobachtungen geht hervor, daß das Tibidabomassiv bei Barcelona Deckenbau, und zwar wahrscheinlich Deckfaltenbau zeigt. Ist das für einen Teil nachgewiesen, so ist es für die übrigen Teile mit gewisser Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

So ergibt sich als wahrscheinlichstes Bild für das paläozoische Gebirge ein großer Gebirgsbogen von alpinem Bau und alpinem Charakter. Über die Höhe läßt sich wenig mehr aussagen, doch scheint sie in Anbetracht der Breite des Gebirges recht erheblich gewesen zu sein.

Unmittelbar mit der Aufwölbung des Gebirges setzte auch seine Zerstörung ein, und wir finden in Spanien eine sehr lang andauernde Periode der Erosion in größtem Maßstabe, die wenigstens in der Provinz Valencia noch angedauert hat, als in Deutschland schon längst, wieder akkumuliert wurde; sei es aus klimatischen Unterschieden, oder sei es, daß die Valencianer Gebirgsketten höher und überhaupt größer waren. Die zweite Möglichkeit hat jedoch mehr Wahrscheinlichkeit für sich, da während der Triasperiode in beiden Ländern anscheinend die gleichen klimatischen Verhältnisse herrschten.

Die Abtragung dauerte also nicht nur, wie in Deutschland, bis ins untere Perm an, sondern wohl bis in die unterste Trias. Sobald die Erosionsterminante erreicht ist, beginnt die Akkumulation, in Deutschland der rotliegenden Konglomerate, Arkosen und Sandsteine, in Valencia des Basalkonglomerates der Trias. Ob nun wirklich dies Basalkonglomerat sich zeitlich ganz genau mit den untersten Lagen des deutschen Buntsandsteins deckt, bleibt natürlich eine offene Frage. Da aber der spanische Buntsandstein sonst gut mit dem deutschen übereinstimmt, so wollen wir bis auf weiteres das Basalkonglomerat als seine unterste Abteilung ansprechen.

Aus dem Auftreten des Konglomerates einerseits, dem gänzlichen Fehlen von Geröllen im ganzen übrigen Buntsandstein andererseits geht nun mit einem ziemlichen Grade von Wahrscheinlichkeit hervor, daß zur Zeit, als die Akkumulation einsetzte, in nicht zu großer Entfernung noch ein Rest des Gebirges stand, der aber sehr bald abgetragen war. Dann müssen wir eine ziemlich stark eingeebnete Rumpffläche annehmen, über die nur noch Sand und feineres Material transportiert und abgesetzt wurde. Dabei mögen Flußtransport und

Umlagerung durch Winde eine Rolle nebeneinander gespielt haben. Nach und nach senkte sich das Land, bis es zu Beginn der Muschelkalkperiode unter das Meeresniveau kam und so überflutet wurde. Dieses Meer war vom offenen Ozean im Osten durch eine Landbarre abgeschlossen, wie dies TORNUST<sup>1)</sup> beschrieben hat. Die Barre scheint teilweise nur geringe Höhe gehabt zu haben und wurde einmal vom Ozean durchbrochen, und zwar zur Zeit des oberen Muschelkalkes. Der Durchbruch hat einen Faunenschwarm nach Spanien entsandt, und wir finden zum Beispiel in der Provinz Tarragona bei Mora de Ebro eine Schicht ganz erfüllt mit Fossilien vom Habitus der mediterranen Trias. In die Provinz Valencia scheinen keine Ausläufer dieses Schwarmes gelangt zu sein, obwohl das Wasser des Valencianer Meeres mit dem des offenen Ozeans zur oberen Muschelkalkzeit (Zeit der Reitzi-Schichten) doch wohl auch direkt in Verbindung gestanden hat. Es wäre allerdings auch denkbar, daß schon zu dieser Periode die erneute Hebung begonnen hatte, so daß vielleicht zur Nodosus-Reitzi-Zeit schon die Landoberfläche hier aus dem Meere emporgetaucht war, was mit der Tatsache ganz gut im Einklange steht, daß noch nie im Valencianer Muschelkalk Ceratiten gefunden worden sind. Soviel jedenfalls scheint mir sicher zu sein, daß die Meeresperiode hier bedeutend kürzer gedauert hat als in Deutschland, da die Mächtigkeit des Muschelkalkes sehr viel geringer ist, und er nicht die vertikale Gliederung in Absätze von facieell verschiedenem Habitus zeigt, wie in Deutschland.

Nach Absatz des Muschelkalkes beobachten wir also eine erneute Hebung des Landes, ein Auftauchen aus dem Meere. Wann diese Hebung stattgefunden hat, ist noch nicht zu entscheiden; es wäre denkbar, daß sie schon zur Zeit der Nodosus-Reitzi-Faunen begonnen hat. Wir finden in den bunten Mergeln und Gipsen die Bildungen dieser Landperiode. Im stratigraphischen Teile (vgl. S. 398) habe ich schon die Gründe erörtert, die für eine kontinentale Bildungsweise sprechen und bin auch schon auf die wahrscheinliche Bildungsweise eingegangen. Die Landperiode scheint ziemlich lange gedauert zu haben, vielleicht etwas länger, als TORNUST dies für Catalonien annimmt.

Dann folgt eine neue Senkung des Landes und Überflutung durch das Wasser, wobei noch ungewiß bleibt, ob durch den offenen Ozean oder durch ein Binnenmeer. Ja, es wäre sogar denkbar, daß wir es mit einem großen Binnensee zu tun hätten. Da dies nur durch Fossilien nachgewiesen werden könnte, diese

<sup>1)</sup> Geologische Rundschau Band I, Heft 1.

aber bis jetzt noch nicht gefunden wurden, ja bei der petrographischen Beschaffenheit des Gesteines auch nicht sehr wahrscheinlich sind und dann wohl sehr schlecht erhalten sein werden, muß die Frage nach der Entstehung und den Absatzbedingungen der Carnjolasgesteine noch offen bleiben.

Nach dem Absatz dieser Gesteine, der jüngsten Triasbildungen in der Provinz Valencia, setzte eine weitere Hebung ein, die diesmal mit stärkeren tektonischen Bewegungen verbunden war. Sie leitet für die Provinz Valencia eine neue Faltungsperiode ein, die in einzelnen Teilen der Provinz verschieden lange andauert hat.

Diese Bewegungen waren es vor allem, die heute das Verständnis des geologischen Aufbaus so ungeheuer erschweren und die Tektonik so kompliziert erscheinen lassen. Sicher war während der ganzen Juraperiode der größere Teil der Provinz Festland, und wir haben eine Überflutung des ganzen Gebietes erst wieder zur Zeit der oberen Kreide, nach den Untersuchungen CORTAZARS<sup>1)</sup> zur Turonzeit.

Ganz im Norden der Provinz ist der Hiatus zwischen den Sedimenten nur ziemlich gering. Wir treffen hier schon wieder marinen oberen Lias an. Außerhalb der Provinz, schon bei Falset (Tarragona) liegt, wie bereits angegeben (vgl. S. 404), auf den Carnjolas ganz konkordant der untere Lias. In der Gegend von Chelva liegt diskordant auf nur 5 m Carnjolas Jura, und zwar wenigstens oberer Dogger.

Daraus geht hervor, daß während der Liasperiode hier offenbar eine ganz beträchtliche Abtragung stattgefunden hat, die die Carnjolas bis auf 5 m erodieren konnte.

Weiter im Süden fehlt der Jura überhaupt, und seine südliche Grenze verläuft ungefähr folgendermaßen: Etwa von der Mitte zwischen Valencia und Sagunt zieht sie nach Westen über Liria bis in die Gegend von Gestalgar. Hier biegt sie scharf nach Süden um nach Chiva, um sich dann wieder etwas nach Westen zu wenden. Eine schmale Bucht scheint sich übrigens bis in die Gegend von Cullera (K. C 2) gezogen zu haben, da dort nach CORTAZARS Karte noch einmal etwas Jura hervortritt. Diese beiden Halbinseln sowie die schmale Bucht dazwischen entsprechen dem Streichen der Triasfalten, so daß die Annahme berechtigt erscheint, daß einzelne besonders tiefe Mulden der posttriadischen Faltung unter das Meeresniveau gereicht haben und von den Absätzen des Jurameeres erfüllt wurden.

<sup>1)</sup> Valencia, S. 243.



Während der ganzen Juraperiode sowie während der unteren und mittleren Kreide ragten einzelne Teile des Landes als gebirgige Inseln hervor. Erst zur Turonzeit transgredierte das Meer wieder über die ganze Provinz. Seine Sedimente beginnen mit dem auf S. 405 zitierten Kaolingerölsandstein.

Nach dem Ende der Kreidezeit hob sich das Land wieder, und zwar, wie es scheint, teils in Horstschollen, teils in leichten Sätteln. Die Kreideschichten zeigen sich zwar öfters in geneigter Lagerung, haben aber niemals jenes steile Einfallen, wie z. B. die Triassschichten. Das Streichen dieser Faltung, die sich besonders im Süden bemerkbar macht, ist im wesentlichen von Westsüdwest nach Ostnordost gerichtet, entspricht also mehr der catalonischen Komponente der Valencianer Streichrichtung im Gegensatz zur posttriadischen Faltung. Man könnte aber auch zu einer andern Annahme neigen, daß nämlich die Faltung der Kreideschichten, die wohl schon ins untere Tertiär fällt, durch dieselben Kräfte bedingt sei, die die betische Cordillere aufgefaltet haben. Sie stimmen nämlich fast mit deren Streichen überein.

Wieder finden wir besonders im Süden ein Eindringen des Meeres in die Mulden und eventuell auch Gräben, soweit solche vorhanden waren; und zwar sowohl des miocänen als auch des pliocänen Meeres. Dann folgte postpliocän eine sehr bedeutende Hebung, die das Land im wesentlichen zu seiner heutigen Höhe emporgehoben hat. Ich habe versucht, die Höhen zusammenzustellen, in denen CORTAZAR marines Pliocän angibt, um daraus den etwaigen Verlauf der Hebungen entnehmen zu können. Die Daten, die an Höhenmessungen im orographischen Teile der Provinzialbeschreibung gegeben sind, beziehen sich aber naturgemäß mehr auf Sättel, Pässe und Gipfel als auf die Täler, und bei diesen meist auf die Talsohle. So kommt es, daß gerade für das Pliocän verhältnismäßig wenig Daten gegeben sind.

Das Pliocän reicht an einigen Punkten mehr als 600 m über das Meer empor, und ganz allgemein gesprochen liegt es mit einer einzigen mir bekannten Ausnahme um so höher, je weiter es von der Küste entfernt liegt. In der folgenden Tabelle gebe ich die Höhe sowie die ungefähre Entfernung von der Küste an, wobei zu bemerken ist, daß die Daten keinen absoluten Wert darstellen, sondern, da die Messungen nur mit geringen Hilfsmitteln und in sehr kurz bemessener Zeit von CORTAZAR und PAO ausgeführt wurden, nur Approximativwerte sind. Die Messungen sind übrigens trotz dieser ungünstigen Umstände, soweit ich sie mit meinem Aneroid nachprüfen konnte, recht genau.



Höhe (m ü. M.)	Ort	Entf. v. Küste (km)
657	Casa de la Menora (Ayora) . . . . .	75
514	Jarafuel (K A 2) . . . . .	66
492	Fuente del Piojo (Jarafuel) . . . . .	66
361	Bisorí (Carlet) . . . . .	15 (1)
358	Mogente . . . . .	60
343	Castillo de Montesa . . . . .	50
293	Palomar (Albaida) . . . . .	40
253	Navarres } . . . . .	40
205	Chella } südl. Alberique . . . . .	35
205	Anna } . . . . .	35
130	Bellus, südl. Jativa . . . . .	30
93	Jativa . . . . .	28

Das bedeutet also, daß es sich nicht um eine gleichstarke Hebung der ganzen Platte handelt, sondern daß das jetzige Landinnere am stärksten gehoben wurde. Allerdings muß bemerkt werden, daß besonders unter den letzten Angaben einige zu tief sein werden, da nicht die alte Oberfläche gemessen wurde, sondern meist topographisch wichtige Punkte. Die Entfernungen beziehen sich nicht auf die heutige Küste, sondern auf den Gebirgsrand, der wohl als Bruch anzusehen ist und höchstwahrscheinlich die Ostgrenze der gehobenen Scholle darstellt. Eine Sonderstellung nimmt der Bisorí ein, der wahrscheinlich einen besonders hoch gehobenen Horst darstellt.

Das tiefste Pliocän liegt etwa bei 100 m über dem Meere. Also dürfte an der Randspalte die Scholle damals um den Betrag von etwa 100 m über das Meeresniveau emporgehoben worden sein. Da nun ferner die pliocänen Ablagerungen grobe Konglomerate sind, muß man annehmen, daß sie in Küstennähe abgesetzt waren. Es dürfte also die gesamte Hubhöhe hier nicht viel mehr als 100 m betragen haben. Ob der Einbruch des angrenzenden Mittelmeerteiles gleichzeitig erfolgte, was sehr wahrscheinlich ist, oder kurze Zeit darauf, läßt sich schwer entscheiden; sicher muß er im älteren Diluvium schon erfolgt sein, da die breite Aufschüttungsebene sicherlich erhebliche Zeit zu ihrer Bildung gebraucht hat. Die genauen Vorgänge bei der pliocänen bzw. postpliocänen Hebung konnte ich nicht feststellen, da meine Zeit dazu nicht ausreichte. Entweder handelt es sich um eine schildförmige Aufwölbung oder um eine staffelförmige Hebung einzelner Teilschollen. Letzteres wird wahrscheinlicher gemacht durch die hohe Lage des Bisorí sowie dadurch, daß das Miocän an einzelnen Stellen stark verbogen lagert. CORTAZAR gibt nicht an, ob es sich um Schleppung oder um eine Flexur handelt.

Durch diese ganz junge Hebung und damit die Verlagerung der Erosionsbasis hat sich die Diluvialzeit zu einer Periode intensivster Erosion entwickelt, die auch heute ihr Ende noch nicht gefunden hat. Diese Vorgänge sollen im morphologischen Teile besprochen werden. Aber auch in diluvialer, vielleicht sogar alluvialer Zeit scheinen noch Erdbewegungen stattgefunden

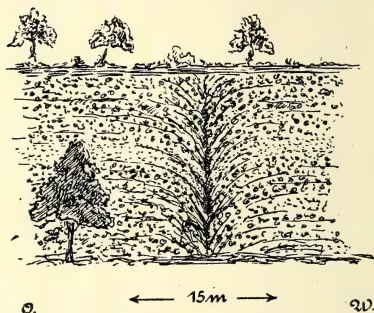


Fig. 8.

Erdbebenspalte „El palmero“ bei Domeño.

zu haben. In altdiluvialen Schottern bei Domeño findet sich nämlich eine prachtvolle Erdbebenspalte, deren Photographie mir leider nicht geglückt ist. Sie heißt bei den Bewohnern „el palmero“, die Palme, wegen ihres palmenartigen Aussehens. Ihre Dimensionen sind erheblich größer als die von W. Spitz<sup>1)</sup> beschriebenen. (Vgl. Fig. 8.)

Auch heute kommen an der spanischen Ostküste noch zahlreiche Erdbeben vor.

### Morphologischer Teil.

Bei der Betrachtung, wie sich die heutigen Oberflächenformen der Provinz Valencia entwickelt haben, kommen geologisch hauptsächlich zwei Tatsachen in Betracht. Nämlich erstens die Landesgestaltung vor Absatz des Miocäns und zweitens die im vorigen Abschnitt besprochene junge Hebung des Landes, die allerdings entscheidend auf die ganze Entwicklung eingewirkt hat.

<sup>1)</sup> Jungdiluviale Erdbebenspalten im Neckarschuttkegel bei Heidelberg.

Wir müssen uns daher zunächst ein Bild von der Landschaft zu rekonstruieren versuchen, wie sie sich nach der Hebung der Kreideschichten während der ersten Hälfte des Tertiärs entwickelt hat. Wie schon hervorgehoben, finden wir nirgends das Tertiär das Gebirge bedeckend, sondern nur die Lücken zwischen den einzelnen Gebirgsstücken ausfüllend. Ehe also das Meer über das Land hereinbrach, hatten wir ein Gebirgsland mit breiten Senken, die sicher zum Teil tektonisch bedingt sind; sei es als Gräben, sei es als Mulden. Besonders reich an solchen Tälern war der Süden der Provinz mit seinen WSW—ONO streichenden Kreideketten, während der Nordwesten anscheinend einen geschlossenen, wenig gegliederten Gebirgsblock bildete. Dann brach das Meer herein, wie im vorigen Kapitel eingehender behandelt wurde. Es mag sich ein Landschaftsbild ergeben haben, wie etwa heute an der dalmatinischen Küste; schmale Meeresarme und Meerbusen, die vom Gebirgsbau abhängig sich im Lande verzweigten. Allmählich wurden diese Meeresarme mehr und mehr von dem Material, das von den Gebirgen abgespült und durch die Flüsse herbeigebracht wurde, ausgefüllt, und so entstand die pliocäne Aufschüttung, die heute zum Beispiel an der Bahnstrecke Jativa (K. B 3) — la Encina (a. d. K.) prachtyvoll zu beobachten ist.

Nach dieser Auffüllung kam dann die Hebung, die das Land über 100 m, ja an einzelnen Stellen bis über 600 m gehoben hat. Diese Hebung fiel in das jüngste Tertiär, vielleicht auch in das älteste Diluvium, und ist für die ganze Entwicklung der Hydrographie und somit der Morphologie überhaupt maßgebend geworden. Mit dieser Tieferlegung der Erosionsbasis mußten natürlich die Flüsse ganz ungeheuer erodierend wirken. Es mußten naturgemäß zunächst steil eingeschnittene Schluchten entstehen. Die Flüsse bekamen ein sehr starkes Gefälle, und es dauerte sehr lange, bis die Erosionsterminante erreicht war.

Tatsächlich ist sie bei vielen Flüssen, vor allem bei den Hauptflüssen auch heute noch nicht erreicht.

Hand in Hand mit dem energischen Einschneiden ging ein starkes Abwittern der Hänge, und die Flüsse bekamen ein riesiges Material abzuführen. Beim Austritt ins Meer füllten sie zunächst die vorher durch ihr eigenes Einschneiden und durch die Brandung gebildeten kleinen Buchten aus, dann schoben sie Deltas vor und schütteten so nach und nach die heutige Küstenebene auf, die auf Grund des Klimas und des verschiedenartigen Materials, aus dem sie zusammengesetzt ist, von einer wunderbaren Fruchtbarkeit ist.

Die Talformen der heutigen Täler sind noch nicht vollendet, noch stets arbeiten Wasser und Verwitterung an ihnen fort. Es sind steilwandige enge Schluchten ohne Talboden, mit starkem Gefälle, mitunter Stromschnellen und kleinen Wasserfällen. Der Gesamtverlauf ist wenig gewunden und steht in seiner Hauptrichtung senkrecht auf der Küste.

Die Täler sind so eng, daß fast stets nur gerade der Bach oder Fluß darin Platz hat. Die Bahnlinien, ja selbst die Landstraßen können fast nie die Täler benützen, sondern müssen mit großen Kunstbauten über die Höhen geführt werden. Soweit die Gehänge bereits ihren normalen Böschungswinkel erreicht haben, sind sie derart mit Gehängeschutt überdeckt und von Kriechbewegungen heimgesucht, daß es außerordentlich erschwert ist, die Lagerung des Gesteins zu übersehen. Da in den Gebirgen Kalkschichten eine große Rolle spielen, so herrschen schroffe Formen mit sehr steilen Hängen im allgemeinen vor. Fast senkrechte Abstürze sind nicht selten.

In den Gebieten der klastischen Gesteine allerdings, des Buntsandsteins und vor allem der Mergel der Gipsgruppe sowie der Arkosen der oberen Kreide herrschen weichere, mehr gerundete Formen vor. Stehen die Mergel in großen Gebieten an, so gibt sich dies durch flachwellige Hügellandformen kund.

Während die mesozoischen Kalkgebirge nebst ihren untergeordneten petrographisch abweichenden Schichten die unregelmäßigen, schwierig zu analysierenden Formen aufweisen, die für Faltengebirge charakteristisch sind, stehen in schroffem Gegensatz dazu die Formen der Tertiärlandschaft. Sie bilden zwischen den Kreideketten weite Plateaus von langgestreckter Form und einer Breite von 10 und mehr km. Da sie aus horizontal geschichtetem Material bestehen, so zeigen sie die Formen des Tafellandes. Es ergibt ein ganz eigenartiges Landschaftsbild, wenn man in einem dieser Täler steht. Eine enge cañonartige Schlucht, mit der durch die Schichtung hervorgerufenen charakteristischen horizontalen Gliederung, wird oben gerade abgeschnitten. Die Seitentäler verhalten sich ebenso, und über einem solchen Seitentale ragen dann die schroffen Gipfel eines Faltengebirges hervor. Leider konnte ich keine photographische Aufnahme davon machen.

Detailformen im Gelände wurden schon jeweils bei Besprechung der betreffenden Gesteinsgruppe geschildert.

Hydrographie. Interessant, wenn auch nicht ganz einfach zu analysieren ist die Entwicklung des Wassernetzes. Wir müssen hier vor allem zwei Gebiete voneinander trennen, die

durch ihre Vorbedingungen sich wesentlich unterscheiden; das sind einerseits im Süden das Gebiet, das vom Meere überflutet war, und der geschlossene Gebirgsblock im Nordwesten der Provinz andererseits.

Relativ einfach gestaltet sich die Hydrographie des ersten Gebietes. Hier war nach dem Zurückweichen des Meeres dem Wasser sein Lauf schon vorgezeichnet. Von den Gehängen flossen die Tagewässer in die Ebenen ab und schnitten sich in die Konglomeratmassen ihr Bett ein; die Flüsse folgen daher stets mehr oder minder den ehemaligen Meeresbuchten, haben allerdings im Laufe der Zeit einige Veränderungen durchgemacht.

So ist zum Beispiel das Durchbruchstal des Rio Albaida oberhalb Jativa (K. B 3) sicher erst nachträglich entstanden; wahrscheinlich dadurch, daß zwei einander gegenüberliegende Seitenbäche das Gebirge derart angesägt haben, daß sie längere Zeit um die Wasserscheide kämpften, bis der nach Norden strömende schließlich die Oberhand gewann und den andern anzapfte. Zuletzt schnitt er dann auch den Hauptbach an, der entweder westlich um die Kreidekette herum nach Jativa strömte oder aber nach Gandia zu entwässerte. Das zu entscheiden, müßte Gegenstand einer Spezialuntersuchung sein.

Schwieriger gestaltet sich die Untersuchung im übrigen Teile der Provinz. Den Rio Palancia mit seinem System möchte ich unberücksichtigt lassen, da er nur mit seinem untersten Lauf der Provinz angehört, und ich ihn so gut wie gar nicht kenne.

Der Rio Turia und Rio Jucar mit ihren Hauptnebenflüssen strömen etwa senkrecht auf die Küste zu und kreuzen die vermutlichen Isanabasen etwa senkrecht, sind also konsequent. Der Oberlauf hat bei allen einen Nord-Süd-Verlauf. Es wäre möglich, daß in vormiocäner Zeit eine Entwässerung des ganzen Landes von Norden nach Süden stattgefunden hätte, doch kann ich keine Beweise dafür anführen. Höchstens könnte man annehmen, daß der Rio Cabriel ursprünglich seine Fortsetzung im Rio Reconque hatte, der dann nach der Provinz Alicante zu geflossen sein könnte. Jedenfalls fließt der obere Reconque in pliocänen Ablagerungen, und es ist so gut wie sicher, daß das Pliocänmeer von Süden in dieses Tal eingebrochen ist.

Das Talsystem der Rio Turia bietet weiter nichts Bemerkenswerthes. Sein Oberlauf ist von Nord nach Süd gerichtet, sein Unterlauf folgt der Richtung senkrecht zur Küste.



Das System des Jucar ist eigentlich ein Doppelsystem, nämlich des Rio Magro und des Rio Jucar selbst. Beide mündeten wohl ursprünglich getrennt ins Meer und haben sich erst durch Verlagerung des Bettes innerhalb des auf dem Delta entstandenen Schuttkegels vereinigt. Der Rio Magro hat ebenso wie der Turia normalen Verlauf. Der mittlere Teil des Jucar ist wohl nur mit Hilfe einer prätertiären Mulde zu erklären. Er hat dann wohl das System des Cabriel-Reconque, wie oben erwähnt, angezapft und in sein Wassernetz einbezogen. Schwerer zu erklären ist in diesem Falle der oberste Lauf des Jucar. Er ist nach der eben erklärten Annahme ein Seitenfluß des Reconque gewesen.

Eine wichtige und interessante Erscheinung, die in fast allen diesen Flußtälern in einer bestimmten Höhe sich beobachten läßt, sind diluviale Seebecken. An eine Glazialerscheinung ist sicher nicht zu denken. Ich erkläre mir diese Becken so, daß schon vor der Hebung dort breitere Talungen sich fanden, die nach der Hebung zunächst ohne Abfluß blieben und sich so lange Zeit halten konnten. Sie wurden dann, als die Flüsse ihr Bett so weit rückwärts eingeschnitten hatten, durch diese angezapft und schließlich entleert.

Das größte dieser Becken, das von Requena-Utiel (K. A 1 2), kenne ich nicht aus eigener Anschauung. In der Form (nach CORTAZARS Karte) erinnert es sehr an die pliocänen Meeresarme, so daß hierin die oben versuchte Erklärung eine Stütze findet. Daß sich hier noch jüngere Schichten absetzen konnten, erklärt sich ohne große Schwierigkeit daraus, daß eben längere Zeit verging, bis das Becken angezapft wurde.

Aus eigener Anschauung kenne ich das Becken von Chelva (K. A 1). In seinen tieferen Teilen ist es mit Geröllen der benachbarten Gebirge erfüllt. Das Material wird nach oben feiner, d. h. die Transportkraft nahm ab, bis schließlich gar nichts mehr herbeigetragen wurde. Also war die Erosionsterminante des Zuflusses erreicht. Das Wasser war natürlich ziemlich kalkhaltig, es siedelten sich Wasserpflanzen an, die den Kalk als Kalksinter niederschlugen. In diesen Schichten finden sich Melanopsis, Limnäen und Succineen. Das Becken wurde dann durch den Rio de Chelva entleert, der sich in die Sedimente dieses Beckens sein Bett gegraben hat. In dem recht wenig widerstandsfähigen Material wird für diese kurze Talstrecke jeweils die Erosionsterminante rascher erreicht als im Kalkgebirge weiter oben und weiter unten. Daher kann der Fluß hier etwas in die Breite arbeiten. Das ist außer an einer Stelle in bunten Mergeln das einzige Mal während seines



ganzen Verlaufes innerhalb der Provinz. Bei Chelva hat sich heute ein kleiner Talboden gebildet, der für einige Anpflanzungen Raum bietet.

Ein ähnliches Becken findet sich noch bei Alcublas im Norden der Provinz. Vielleicht ist auch das Becken von Jalance-Cofrentes ähnlich entstanden, doch scheint es mir wahrscheinlicher, daß es in den Gipsmergeln durch den Zusammenstoß mehrerer Flüsse ausgeräumt wurde. Ob durch die heutige Flußkombination oder schon vor der Anzapfung durch den Jucar, muß vorderhand offengelassen werden.

Die Morphologie und die Entwicklung der Hydrographie bieten eine Fülle von interessanten Problemen und Erscheinungen, die sehr wohl einer Spezialuntersuchung würdig wären.

Manuskript eingegangen am 3. September 1910.]

## 9. Über einige permo-carbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien).

Von Herrn W. GOTHAN in Berlin.

(Hierzu Tafel XVII).

Gelegentlich seines Aufenthalts am unteren Jenessei mit Herrn SABELJEFF hat Herr Dr. AHBURG auch einige Pflanzenfossilien mitgebracht, über die wegen der allgemeiner interessanten Fragen, die sich daran knüpfen, eine kleine Veröffentlichung mir geboten erscheint. Es ist ein Material von etwas über ein Dutzend Platten, das nicht viel Verschiedenes enthält. In großer Masse — offenbar ein ganz gemeines Fossil an Ort und Stelle — treten die Blätter oder Blattstücke auf, die auf Taf. XVII dargestellt sind; es sind lang-lanzettliche dünne Blätter mit nicht sehr dicht stehenden Längsadern, die sich häufig gabeln: es ist der aus der *Glossopteris*-Flora bekannte *Noeggerathiopsis*-Typus; die Stücke von der Tunguska gleichen auf ein Haar diesen immer einzeln gefundenen Blättern, die in den unteren Schichten der *Glossopteris*-Flora in Indien, Australien, Süd-Afrika, Süd-Amerika (Süd-Brasilien und Argentinien) so bekannt sind. Da ein Auftreten von *Noeggerathiopsis*, einem unbestritten typischen Angehörigen der (älteren) *Glossopteris*-Flora am unteren Jenessei pflanzengeographisch das größte Interesse hätte, andererseits aber dieses gerade von ZEILLER, der darin Cordaiten-Reste erblickt, durchaus abgelehnt wird, erscheint eine Auseinandersetzung über das Vorkommen am Platze.

Die Flora von der unteren Tunguska ist bereits häufig Gegenstand der Aufmerksamkeit der Forscher gewesen. Die erste größere Mitteilung darüber gab SCHMALHAUSEN (Mém. Acad. impér. Sci. St. Pétersbourg, T. XXVII, Nr. 4, 1879) in einer Abhandlung, in der er auch Funde von dem weiter südlich gelegenen Bassin von Kuznesk am Nordhange des Altai und von der Petschora in Nord-Rußland bekannt machte: er erklärte diese Floren sämtlich für jurassisch; über die Kuznezker Flora, die anscheinend zu der von der Tunguska enge Beziehungen aufweist, finden sich schon in TCHIHATCHEFFS voyage scientifique dans l'Altaï 1845 Beschreibungen und recht gute

Abbildungen von Pflanzenresten. Der Fundpunkt, von dem die vorliegenden Reste stammen, liegt, wie mir Herr Dr. AHLBURG mitteilte, nicht an der unteren Tunguska selbst; es ist das Dorf Baklanicha, das am Einfluß der Ssuka, einem auch von SCHMALHAUSEN angeführten Fundpunkt, in den Jenessei liegen dürfte; die geographischen Karten über diese Gegend sind leider nach Dr. AHLBURG sehr unzuverlässig und z. T. willkürlich. Bei der fast vollständig horizontalen Lagerung der Schichten in dieser Gegend, die auf der russischen geologischen Karte als Carbon angegeben sind, ist es kein Zweifel, daß diese kohlenführenden Schichten, die von der unteren Tunguska und ihren Nebenflüssen angeschnitten werden, wie auch schon SCHMALHAUSEN annahm, dieselben wie die bei Baklanicha sind.

1896 trat ZEILLER mit einer Publikation hervor (*Remarques sur la flore fossile de l'Altaï*, Bull. Soc. Géol. France, 3. sér., XXIV, p. 466—487, 1896), worin er gelegentlich der Auffindung von *Glossopteris*-Pflanzen in Argentinien sich auch über die von SCHMALHAUSEN bearbeiteten obengenannten 3 Floren eingehend äußerte und sie für permischen Alters erklärte. SCHMALHAUSEN hatte von der unteren Tunguska und von Kuznezsk unter dem Namen *Rhiptozamites* Cordaiten-ähnliche Blätter mit meist dicht stehenden, oft gabeligen Adern beschrieben, die ebenfalls — trotz ihrer Dichtaderigkeit —, an *Noeggerathiopsis* denken lassen, und ZEILLER hatte diese für Cordaiten-Blätter erklärt, oder wenigstens sie diesen sehr nahe gebracht, was für ihn auch ein Hinweis auf das Alter der Flora wurde, da *Cordaïtes* eine im allgemeinen rein paläozoische Gattung ist<sup>1)</sup>. Diese Rhiptozamiten, von SCHMALHAUSEN zuerst für Cycadophyten gehalten, dann (Bull. Ac. Imp. Sciences St. Pétersbourg 1883, p. 426) mit *Noeggerathiopsis* FEISTM. identifiziert und gleichzeitig (a. a. O. S. 430) mit *Cordaïtes lingulatus*, GR.' EURY (Obercarbon der Loire) in Beziehung gebracht (dem sich auch SCHENK anschloß), werden uns nachher noch weiter beschäftigen. Im Jahre 1902 erschien eine kleine Arbeit von E. A. N. ARBER (Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. 58, 1902, S. 1—26, T. I), worin er *Glossopteris*-Pflanzen von Neu-Süd-Wales beschrieb und darin enthaltene *Noeggerathiopsis*-Reste mit den von SCHMALHAUSEN beschriebenen Rhiptozamiten

<sup>1)</sup> Allerdings hat man selbst im Lias Cordaiten-(*Artisia*)-ähnliche Steinkerne und Blätter gefunden (LIGNIER 1895, ZEILLER 1900), aber ob wirklich mit Cordaiten Verwandtes vorliegt, dürfte nicht sicher sein, ebensowenig wie für die als *Krannera* u. a. bezeichneten Blattreste mesozoischer Schichten. Auf jeden Fall wäre das ein ganz außergewöhnliches Vorkommen, da *Cordaïtes* im ganzen entschieden paläozoisch ist.

sogar der Art nach identifizierte (*Noeggerathiopsis Goepperti* SCHMALH. sp.) und auch die von GÖPPERT und H. B. GEINITZ bereits vordem von Kuznezsk beschriebenen „*Noeggerathia*“-Arten dareinbezog. Vordem hatte schon KOSMOWSKY (Bull. Soc. Imp. Natur. de Moscou 1891, Nr. 1, S. 170—177) denselben Gedanken vorgebracht; von ZEILLER wurde dann in einer weiteren Mitteilung ARBERS Ansicht zurückgewiesen (Compt. Rend. Ac. Sci., 21. IV. 1902, S. 887), und er erklärte, daß er im Gegenteil nach Einsicht eines größeren Materials aus Petersburg an seiner Ansicht über *Rhoptozamites* festhalte. Dies veranlaßte ARBER, in seiner Monographie der *Glossopteris*-Flora 1905, seinen damaligen Standpunkt zurückzunehmen und diese Tunguska- (und Kuznezsk-) Pflanzen von *Noeggerathiopsis* zu entfernen. 1903 trat dann POTONIÉ (in FUTTERER, Durch Asien, Bd. 3, Lief. 1, 1903, S. 123) für die alte Ansicht SCHMALHAUSENS ein, daß es sich in der Kuznezsk- und Tunguska-Flora um Jura handle. Er lehnte auch die Bestimmung einiger neuerdings erhaltener Reste von Kuznezsk ab, die ZEILLER als *Callipteris* (a. a. O. 1902) angegeben hatte, und die natürlich für permisches Alter unzweifelhaft sprechen würden, mit dem Hinweis, es handle sich um den mesozoischen *Ctenopteris*-Typus; ich habe diese *Callipteris* ebenfalls in Paris gesehen (1906), traute mir damals aber noch kein genügendes Urteil zu und kann jetzt nach dem Gedächtnis auch nichts Definitives sagen; jedoch glaube ich, daß ZEILLER recht haben wird, denn wir haben in der Kuznezsk-Flora noch andere Elemente unserer heimischen permocarbonischen Flora, wovon ich hier zunächst nur die von GÖPPERT als *Sphenopteris anthriscifolia* und *imbricata* bezeichneten Reste (in TCHIHATCHEFF, a. a. O. S. 387, T. 28, Fig. 9, T. 29) nenne, die ich mit ZEILLER beim besten Willen nicht von dem Formenkreis unserer *Pecopteris Pluckenetii* SCHLOTH. sp. und *Pecopteris leptophylla* BUNB. unterscheiden kann. Auch die Originale zu GÖPPERTS Altaipflanzen habe ich in der Breslauer Sammlung noch eingesehen, und diese haben mir diese Anschauung noch mehr bestätigt; GÖPPERTS Abbildungen sind übrigens gut, nur hat er die Aderung namentlich bei T. 28, Fig. 9 a. a. O. zu sehr hervorgehoben, von der nur Andeutungen zu sehen sind; aber gerade dadurch wird die Übereinstimmung z. B. der Fig. 9 auf T. 28 mit *Pecopteris leptophylla* BUNB. (Quart. Journ. Geol. Soc. IX, 1853, T. VIII, Fig. 1 und ZEILLER: Flore fossile de Brive, 1892, S. 31, T. VII) noch größer. (Von „*Rhoptozamites*“-Resten finden sich in diesem Material eng- und weitaderige; auch daran habe ich meine nachher zu entwickelnde Anschauung nicht ändern können.)

In neuester Zeit hat D. WHITE die Verwandtschaft von *Noeggerathiopsis* mit *Cordaïtes* noch wahrscheinlicher zu machen geglaubt, da er auch bei jener wie bei *Cordaïtes* „falsche Zwischenadern“ (fausses nervures ZEILLER) an südbrasilianischem Material entdeckt habe, (Rep. Fossil Flora Coal-Measures of Brazil, 1908, S. 553, T. IX, Fig. 5); die Abbildung ist leider nicht klar genug. In Wirklichkeit erscheinen die Verwandtschaftsverhältnisse von *Noeggerathiopsis*, wie wir sehen werden, aber noch sehr in Dunkel gehüllt zu sein.

Beschäftigen wir uns zunächst mit dem vorliegenden Material, und suchen wir gleichzeitig ein Urteil über die *Rhoptozamites*-Reste SCHMALHAUSENS, die dieser nach ZEILLERS Urteil, der das Material gesehen hat, gut abgebildet hat, zu gewinnen (Compt. Rend. a. a. O. 1902, S. 3. separati). Unter dem vorliegenden Material (auch unter demjenigen von GÖPPERT nicht), von dem einige Stücke auf abgebildet sind, finden sich keine Stücke, die so engaderig sind wie die von SCHMALHAUSEN beschriebenen *Rhoptozamiten* (a. a. O. z. B. T. IV, Fig. 2—4); dieselben zeigen vielmehr durchweg, wie die Tafel XVII zeigt, in so vollkommener Weise den Aderungstypus von *Noeggerathiopsis*<sup>1)</sup> mit oft eingeschalteten und scheinbar „blind“ endigenden Adern, wie man dies z. B. sehr deutlich auf den Figuren bei ARBER (*Glossopteris*-Flora, 1905, S. 182) sieht; die Adern endigen oder beginnen nämlich oft scheinbar nicht im direkten Zusammenhang mit den tiefer hinabgehenden Adern, sondern sind zwischen diesen scheinbar frei inseriert; an anderen Stellen wiederum sieht man sie deutlich von andern Adern abgehen. Falsche Zwischenadern, wie sie D. WHITE bei *Noeggerathiopsis* nach seiner Angabe gefunden hat (s. oben), haben sich an dem Material nicht nachweisen lassen. Nach allem, was man in der Literatur an Abbildungen von *Noeggerathiopsis*-Blättern auffinden kann, scheint es jedenfalls unmöglich, diese Blätter von den unserigen zu unterscheiden. Dagegen sind sie durch die häufigen Gabelungen sehr leicht von *Cordaïten*blättern zutrennen, die auch meist nicht den oft fast spatelförmigen Umriss der *Rhoptozamiten*, sondern lanzettliche Form haben. Von *Cordaïten* scheinen sich aber ebenfalls Exemplare in der Tunguska- (und Kuznesk-) Flora zu finden, worauf mehrere Stücke von dort weisen, und vielleicht ist GÖPPERTS Figur a. a. O. T. 26, Fig. 4 auch ein *Cordaïten*blatt.

<sup>1)</sup> Bei dieser kommen übrigens auch, wie die Abbildungen FEISTMANTELS zeigen (*Gondwana-Flora* III, 1881, T. XXVIII, XXIX), recht engaderige und paralleladerige Stücke vor, die denen von SCHMALHAUSEN und GÖPPERT a. a. O. T. 27, Fig. 7 entsprechen.

Sehr bemerkenswert ist nun der Rest Figur 3; man sieht hier eins der *Noeggerathiopsis*-Blätter noch an einer Achse daran sitzen, an einem nach Art der Schachtelhalmgewächse gegliederten Stengel. Ich gestehe, daß ich diesem Exemplar zunächst mit Mißtrauen gegenüberstand, da bei der stets betonten Verwandtschaft mit *Cordaïten* an den Besitz eines derart gegliederten Stengels für *Noeggerathiopsis* natürlich zunächst nicht gedacht werden konnte. Ich hätte auch angenommen, daß das Blatt nur zufällig in diese Lage gekommen sei (obwohl das Stück eigentlich nicht diesen Eindruck macht), wenn nicht SCHMALHAUSEN (a. a. O. T. IV, Fig. 2) bereits ein ähnliches Verhalten für seine Kuznezker *Rhptozamiten* bekannt gemacht hätte; S. 30 sagt er: „nur ein Fiederblatt scheint noch an der Spindel befestigt zu sein; es scheint hier, daß die Fieder vertikal angeheftet ist und unter rechtem Winkel von der Spindel absteht“. Nun würde man zwar schwerlich auf die SCHMALHAUSENSCHE Figur größeren Wert gelegt haben, da die Blätter dort nicht direkt am Stengel ansitzen, sondern in allerdings auf einen Zusammenhang hindeutender Stellung daneben liegen; indes dürfte die Sachlage angesichts unserer Figur 3 nun etwas anders sein. Auch der Stengel des *Rhptozamiten* bei SCHMALHAUSEN weist nämlich eine deutliche Quergliederung auf, nur sind die Internodien bedeutend kürzer als bei unserem Exemplar. Eine sehr mißliche und für die starke Abfälligkeit der *Noeggerathiopsis*- und *Rhptozamites*-Blätter sprechende Tatsache ist es, daß bisher —, soweit ich aus der Literatur entnehmen konnte, noch niemals sonst in den Gebieten, wo *Noeggerathiopsis* zu Hause ist, ein Blatt am Stengel ansitzend gefunden wurde (mit Ausnahme des in seinen Verwandtschaftsverhältnissen noch nicht klaren „*Euryphyllum*“ *Wittianum* FEISTMANTEL, Gondwana-Flora III, 1881, S. 26, T. XXI, das von ARBER u. a. mit *Noeggerathiopsis* in Verbindung gebracht wird); man ist also über die vegetativen Verhältnisse dieser merkwürdigen Gewächse bisher völlig im Dunkeln.

Gleich andern Forschern, wie SCHMALHAUSEN, der zuerst eine Verwandtschaft seiner *Rhptozamiten* mit dem ihm wohl-bekannten *Cordaïten*-Blatttypus gar nicht diskutiert hatte, sondern erst später (Bull. Acad. Impér. Sciences St. Pétersbourg 1883, S. 430) den GRAND'EURYSCHEN *Cordaïtes lingulatus* zum Vergleich heranzog (GRAND'EURY: Bassin houiller de la Loire, 1877, T. XX, S. 218), der übrigens ein echter *Cordaït* ist, und gleich ARBER (der aber durch ZEILLERS Einfluß seine Meinung ja wieder geändert hat) und KOSMOFSKY möchte ich vielmehr die Ansicht aussprechen, daß wahrscheinlich weder *Noeggerathiopsis* noch



*Rhoptozamites* — wir wollen diese hier zunächst noch trennen — mit *Cordaïtes* etwas zu tun hat, denn auch die *Rhoptozamiten* zeigen nach SCHMALHAUSENS Abbildungen<sup>1)</sup> so häufige Gabelungen der Adern, daß die Annahme ZEILLERS, daß „les *Rhoptozamites* doivent être identifiés à notre genre houiller et permien *Cordaïtes*“ doch noch nicht so gewiß erscheint, wie er annimmt. Im Gegenteil, wenn — wie das nach den mitgeteilten Funden zum mindesten jetzt als sehr wahrscheinlich gelten muß — *Rhoptozamites* und *Noeggerathiopsis* gegliederte Stengel besessen haben sollten, so ergibt sich, daß die bisher nur dürftig „bewiesene“ Verwandtschaft mit *Cordaïtes* nicht weit her sein kann, andererseits aber, daß die *Rhoptozamiten* mit *Noeggerathiopsis* doch in näherer Verwandtschaft stehen, als ZEILLER dies darstellt. Während es unmöglich sein dürfte, die auf Taf. XVII abgebildeten Blattstücke generisch oder artgemäß von der gewöhnlichen *Noeggerathiopsis* der *Glossopteris*-Flora zu trennen, mag dies der Art nach bei den von SCHMALHAUSEN beschriebenen *Rhoptozamiten* der Fall sein; sie mögen eine besondere *Noeggerathiopsis*-Art darstellen, über deren Selbständigkeit oder Verwandtschaft mit den anderen *Noeggerathiopsis*-Arten der eigentlichen *Glossopteris*-Flora hoffentlich die Bearbeitung des Herrn ZALESSKY Klarheit bringen wird. Doch möchte ich hier einmal die Frage stellen, was man mit diesen *Rhoptozamiten* tun würde, wenn sie sich in einem echten *Glossopteris*-Milieu fänden; ich glaube, daß dann die Bestimmung nicht: *Rhoptozamites* lauten würde.

Wir hätten somit die bemerkenswerte Tatsache, daß wir im nördlichen Sibirien unter ca. 65° n. Br. diejenige *Noeggerathiopsis*-Art in der permocarbonischen Flora vertreten haben, die wir in den Gebieten der *Glossopteris*-Flora zu finden gewöhnt sind; denn wenn es auch möglicherweise angängig sein sollte, manche der *Rhoptozamiten* durch ihre engere Aderung von jener Art zu unterscheiden, so ist keine Möglichkeit vorhanden, ein irgendwie stichhaltiges Merkmal anzugeben, wodurch man unser vorliegendes, so homogenes Material von den *Noeggerathiopsis* unterscheiden könnte<sup>2)</sup>. Es ist ferner zu be-

<sup>1)</sup> Ein Versuch, von Herrn M. ZALESSKY in St. Petersburg Material zum Vergleich zu erhalten, ist leider fehlgeschlagen; er schrieb, daß er mit einer Monographie der Kuznezklora beschäftigt sei und das Material nicht entbehren könne.

<sup>2)</sup> In manchem ähnlich, aber doch durch die abweichende Gestalt, die sehr subtile Aderung verschieden, sind den *Rhoptozamiten* auch manche *Psymphyllen* vom Typus der unzerteilten; aber der ganze Anschluß dieser sehr seltenen Blätter weist zu den *Ginkgophyten* hin-

merken, daß dieses Fossil an der Szuka und vielleicht überhaupt in der dortigen Gegend offenbar sehr häufig, ein charakteristischer, wesentlicher Bestandteil der Flora sein muß. Wir hätten damit ein echtes *Glossopteris*-Element als häufigen Bestandteil der Tunguska-Flora. Aber dies ist nicht das einzige derartige Element in der dortigen Flora. Außerdem treten (wie auch bei dem südlicher gelegenen Kuznezsk) noch verschiedene *Phyllothea*-Arten auf, von denen *Phyllothea deliquescens* GOEPP. sp. in derselben Art auch in der *Glossopteris*-Flora zu Hause ist<sup>1)</sup>. Es scheint mir, daß hier eine Durchsetzung der Tunguska-Flora mit *Glossopteris*-Elementen unverkennbar ist, und nicht viel anders scheint es mit der Kuznezker Flora zu sein. Obwohl sich ZEILLER, der nur die *Phyllothea* als *Glossopteris*-Element in jenen sibirischen Floren anerkennt, gegen eine derartige Bewertung dieser Floren wehrt, scheint mir doch diese Annahme und Auffassung die richtige zu sein, die gleichzeitig die einzige ist, die uns die Durchsetzung des nördlichen europäischen Rußlands mit unverkennbaren *Glossopteris*-Elementen pflanzengeographisch verständlich machen kann und diese Funde aus ihrer Isoliertheit herausreißt; die Darlegung der Verhältnisse unter diesem Gesichtspunkt ist der eigentliche Grund, weshalb die vorliegende kleine Abhandlung verfaßt wurde; es handelt sich in der Tat um ein pflanzengeographisches Problem ersten Ranges.

Zunächst ist aber eine kleine Auseinandersetzung darüber vonnöten, was man als *Glossopteris*-Element ansprechen darf. Einige Forscher ziehen die Grenzen zu eng, andere nennen eine zu große Anzahl von Pflanzen. KOKEN (Indisches Perm und Eiszeit, N. Jahrb. für Min. usw. Festband 1907, S. 491) nennt *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Phyllothea* (und einige indische Spezialformen; von solchen vielleicht auch anderweitig lokal vorkommenden Typen sehe ich hier ab wie *Palaeovittaria*, *Belemnopteris*, *Ottokaria* u. a.), lehnt aber (S. 489) *Phyllothea* als unbedingt für *Glossopteris*-Charakter sprechend ab. Aus der ARBERSCHEN Monographie habe ich leider nicht entnehmen können,

über und stellt offenbar, wie man das auch annimmt, einen Typus für sich dar; vgl. z. B. die Ausführungen CAMBIERS und RENIERS in Ann. Soc. Géol. Belg., t. II, Mém. in 4<sup>o</sup>, S. 23 ff., 1910.

<sup>1)</sup> Bei Kuznezsk kommt u. a. noch die von SCHMALHAUSEN *Phyllothea Stschurowskii* benannte Art hinzu, die trotz der Mangelhaftigkeit der Reste, wie ZEILLER zuerst hervorhob, unverkennbare Beziehungen zu *Phyllothea robusta* FEISTM. aufweist.

was dieser Autor als *Glossopteris*-Pflanzen speziell oder generell ansieht. ZEILLER trifft hier offenbar wieder das Richtige, indem er (*Revue générale Sciences* 1897, Nr. 1, S. 8) als solche Typen angibt: *Glossopteris* und *Vertebraria*, *Gangamopteris*, *Phyllothea* und *Noeggerathiopsis*; hierzu ist dann noch hinzuzufügen: *Rhipidopsis*, was ZEILLER selbst an anderer Stelle nahelegt und empfiehlt (*Bull. Soc. Bot. France* XLV, 1898, p. 395). In der Tat muß auch *Rhipidopsis* als *Glossopteris*-Element gelten, da sie außer in Nord-Rußland bisher nur inmitten der echten *Glossopteris*-Flora in Argentinien und Indien gefunden ist. Es ist nur ein Zufall, daß sie zuerst in Nord-Rußland (Petschora, SCHMALHAUSEN a. a. O.) entdeckt wurde; auf Grund dieses Fundes darf man sie aber durchaus nicht als typisches Element der permischen Flora des sonstigen europäischen Typus in Anspruch nehmen, da gerade die Permflora Nord-Rußlands durch zahlreiche fremde, u. a. auch *Glossopteris*-Typen ihren eigenen Charakter hat und von ihnen durchsetzt ist. Das letztere ist ja besonders durch AMALITZKYS Fund in das hellste Licht gerückt worden; es seien noch einmal diese Elemente mit ihren Fundstellen genannt, soweit sie aus der Literatur bekannt sind. An der Dwina (Weißes Meer) kommen vor: *Glossopteris*, *Vertebraria*, *Noeggerathiopsis*, daneben auch *Callipteris* und andere Typen unserer Permflora. An der Petschora findet sich *Rhipidopsis*, *Phyllothea* sp., „*Rhipiozamites*“, *Pecopteris Pluckenetii*-ähnliche Reste („*Cyathea Tchihatchewi*“ SCHMALH.); schließlich kommt „*Rhipiozamites*“ auch in der Flora der artinskischen Stufe vor, die aber sonst ein mehr europäisches Gepräge zeigt durch die vorhandenen *Callipteriden*, *Cordaiten* usw.; allerdings finden sich unter den *Callipteriden* viele unserem westlichen Perm fremde großlaubige Typen, und auch die eigentümlichen *Psygmonophyllen* aus dieser Gegend sind uns recht fremd. Der Anschluß von Nord-Rußland bis zur unteren Tunguska (und Kuznezsk) ist nun zwar leider nicht bekannt, da die ungeheuren Sedimentmassen der Flußgebiete des Ob und Jenissei den Untergrund verhüllen; erst an diesem Fluß treten an der unteren Tunguska wieder unsere Tunguskapflanzen auf, deren Fortsetzung im Süden die Schichten bei Kuznezsk enthalten, wo zusammen mit *Phyllothea* und „*Rhipiozamites*“ sich u. a. wieder *Pecopteris Pluckenetii*-ähnliche Farne (*Sphenopteris anthriscifolia* GÖPPERT) und nach ZEILLER sogar *Callipteris*-Arten finden. Es scheint fast, daß von Indien aus damals eine Auswanderung von *Glossopteris*-Typen nach Norden und weiter nach Nordosten und Osten stattgefunden habe, die sich mit den unterwegs angetroffenen Floren mischten. Bedenkt man, daß sich *Glossopteris*-Pflanzen in Persien, Afghanistan, in

China bis nach Tonkin und Borneo im Süden gefunden haben, so erscheint Indien fast als ein großes Ausstrahlungsgebiet für diese Pflanzen, und dieser Anschauung würden sich die Verhältnisse der Kuznezker und Tunguskaflora durchaus einpassen.

Es kommen also bei Kuznezsk und auch an der Tunguska Permpflanzen vor, die dem Typus unserer Permflora angehören, wozu die von GÖPPERT als *Sphenopteris anthriscifolia* bezeichneten Reste (*Pecopteris Pluckeneti* SCHLOTH sp. und *leptophylla* BUNB. sehr ähnlich) und ferner die bereits erwähnten *Callipteris*-Reste von Kuznezsk gehören würden. Zweifellos dürften aber noch andere derartige Elemente vorhanden sein, z. B. *Pecopteris plumosa* ähnliche Typen (*Asplenium argutulum* SCHMALH.). Die Mischung von *Glossopteris*-Elementen mit unseren Permtypen tritt deutlich hervor, am deutlichsten aber in Nord-Rußland, worauf wir schon vorn hingewiesen hatten. Auf jeden Fall wird bei dieser Sachlage die ARBERSche Karte (*Glossopteris*-Flora, 1905, S. XIX), die das nördliche und östliche Asien als Gebiet der Carbonflora des nördlichen Typus in Anspruch nimmt, zu korrigieren sein, da für das vorliegende Gebiet andere Verhältnisse vorliegen; wie das ostasiatische Gebiet sich verhält, dürfte trotz einzelner nachgewiesener Berührungspunkte mit unserer permocarbonischen Flora und mit der *Glossopteris*-Flora bei der geringen Anzahl der bisher bekannt gewordenen Reste noch recht dunkel sein.

Unter dem kleinen von Dr. AULBURG gesammelten Material liegen auch noch eine Anzahl anderer Pflanzenreste vor, nämlich *Phyllothea*-ähnliche Blattscheiden (Fig. 3, links) und Stengel, schließlich noch ein Rest, der einer *Lesleya* angehören dürfte, deren Vorkommen an der Tunguska schon ZEILLER erwähnt, der den eigentümlichen *Zamiopteris glossopteroïdes* SCHMALH. (a. a. O. T. XIX, Fig. 1) als eine solche erkannte, nachdem man früher an eine Zugehörigkeit zu *Palaeovittaria* gedacht hatte. Wenn ich die Zugehörigkeit zu *Lesleya* für unseren Rest nicht mit Sicherheit behaupte, so geschieht das, weil an einer Stelle unseres Stückes sich eine Masche zu befinden scheint, von denen vielleicht noch mehr vorhanden sein könnten; leider ist eine weitere Präparation des hornfelsartig festen Gesteins ausgeschlossen. Wenn wirklich Maschen vorhanden wären, so würde der Rest zu den *Glossopteriden* gehören und eine äußerst wertvolle Entdeckung darstellen. So aber müssen wir die Frage offen lassen und weitere Klärung von der Zukunft erhoffen; Herr SABELJEFF hat die Aufsammlung eines ausgiebigen Materials an Ort und Stelle in den nächsten Jahren in Aussicht gestellt, von dem vielleicht noch interessante Aufschlüsse ausgehen können.

Schließlich möchte ich noch kurz auf die beim Dorfe

Meretzkaia bei Kuznezsk sich findenden versteinerten Stämme zu sprechen kommen („*Araucarites Tchihatcheffianus* GÖPP.). Ich habe mich inzwischen aus der Literatur überzeugt, daß, obwohl die Stämme nicht mit Abdrücken vergesellschaftet vorkommen, sie doch dem Alter nach kaum nennenswert von dem der anderen Pflanzenreste abweichen werden. Da nun für die Pflanzenabdrücke von dort es scheint, als ob die Ansicht ZEILLERS das Richtigere getroffen habe, der sie für permischen Alters erklärt, so hätten wir das auffallende Faktum, daß wir im Palaeozoicum Stämme mit echten periodischen Jahresringen haben, eine unserem Gebiet fremde Erscheinung; zweifellos sind die Jahresringe bei jenen Stämmen echt periodisch. Nun hat zwar ARBER bereits solche Stämme (allerdings anderen Arten angehörig) aus analogen Schichten Australiens bekanntgemacht (*Glossopteris*-Flora, 1905, S. 191 ff., Fig. 40—41), indes liegt hier der Fall anders. Ich vermutete schon lange, daß wenigstens stellenweise die mit den permischen Vereisungserscheinungen auf der Südhemisphäre verbunden gewesene Klimaperiodisierung wenigstens in ihren letzten Ausklängen noch Einfluß habe gewinnen können auf die ältere *Glossopteris*-Vegetation selbst, wenngleich diese im ganzen kaum unter viel anderen Wachstumsbedingungen gelebt haben dürfte als unsere Permflora, und diese Beeinflussung erscheint in der Tat durch die von ARBER angegebenen Stämme erwiesen; die älteren Angaben von SHIRLEY (1898) waren mir zweifelhaft geblieben. P. BERTRAND hat diese Tatsache nach meiner jetzigen Ansicht richtig ausgewertet (Ann. Soc. géol. Nord., t. 38, S. 122); diese Jahresringe zeigenden Stämme aus der *Glossopteris*-Flora sind in der Tat äußerst bemerkenswert, um so mehr, als im allgemeinen sonst auch in der *Glossopteris*-Flora keine Jahresringe auftreten, wie ich an südafrikanischem und südamerikanischem Material von Uruguay feststellen konnte; für das letztere bestätigen auch die Untersuchungen D. WHITES über die südbrasilianischen *Glossopteris*pflanzen diesen Befund. Im allgemeinen scheint demnach die *Glossopteris*-Flora dem Einfluß des glazialen Klimas vollständig entrückt gewesen zu sein und nur ausnahmsweise noch etliche schwache Nachwirkungen davon zu spüren bekommen zu haben. Ganz ähnliche Verhältnisse (ebenfalls periodische Zuwachszonen) hat HALLE vor kurzem in der *Glossopteris*-Flora der Falklands-Inseln (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Vol. XI, 1911) bekanntgemacht, wo er auch Glazialgrundmoräne mit geschrammten Blöcken nachgewiesen hat.

Eine ähnliche Annahme für die Jahresringe des Kuznezker *Araucarites Tchihatcheffianus* zu machen, erschien mir früher und auch jetzt noch unmöglich, da von einer permischen Vereisung in



diesen Gegenden nichts bekannt ist. Ich hatte den Araucariten deswegen für mesozoischen Alters erklärt, was mir jetzt bei der ganzen Sachlage nicht mehr annehmbar erscheint. Dagegen dürfte eine andere Ansicht plausibler erscheinen. Obwohl wir unseres Wissens von der Bergflora des Palaeozoicums (überhaupt meist von der früheren Bergflora) nichts kennen, vielmehr nur die Flachlandsflora studieren können, erscheint doch speziell für widerstandsfähigere Gewächsteile, wie z. B. gerade Baumstämme, die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sie von höheren Gebirgen heruntergeschwemmt, in der Ebene abgelagert und uns erhalten blieben. Daß auf höheren Bergen auch im Carbon periodisiertes Klima geherrscht haben wird, wie es heute ebendort in den Tropen ist, das unterliegt wohl keinem Zweifel. Und die obige Annahme könnte vielleicht die außerordentlich auffallende Tatsache der typischen Jahresringbildung bei *Dadoxylon* (*Araucarites*) *Tchihatcheffianum* am ehesten erklären. Bemerken möchte ich noch, daß dieser auch sonst in der Struktur von den gewöhnlichen *Dadoxyla* abweicht und einen Sonder-typus darstellt<sup>1)</sup>, worauf andere und ich selbst schon öfter hingewiesen haben; vielleicht gehörte er also gar nicht zur Flachlandsflora jener Gegenden, und dann wäre die Abnormität seiner regulären Jahresringbildungen erklärlich.

---

<sup>1)</sup> ZALESSKY (Rém. Com. Géolog. N. S. Livr. 68, 1911) hat aus der Art in einer eben erschienenen Arbeit ein neues Genus *Mesopitys* gemacht.



## 10. Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebiets.

Hierzu Tafel XVIII und 4 Textbilder.

Von Herrn OTTO BEYER in Dresden.

Jedem aufmerksamen Beobachter unseres Elbsandstein-gebirges ist bekannt, daß neben der Altersfarbe an den Felsen und Wänden recht häufig ganz frische Abwitterungsflächen auftreten, ähnlich den frischen Bruchflächen in den Steinbrüchen oder solchen mit den Merkmalen einer künstlichen Bearbeitung. Es sind solche Stellen sprechende Zeugen für den Fortgang der Verwitterung auch in der Gegenwart. An einem der südlichen Gipfelfelsen des Honigsteinplateaus bei Rathen regte mich vor einigen Jahren diese Erscheinung zu der Frage an, wie rasch diese Abwitterung zeitlich wohl fortschreiten möge. Ich entfernte den ausgewitterten Sand sorgfältig von der schwach grubig zerfressenen Fläche und fand bereits nach wenigen Wochen dieselbe aufs neue mit losem Sande behangen. Dabei fiel mir die krümelige Beschaffenheit des Sandes an. Die Quarzkörnchen erschienen wie durch eine zähe Flüssigkeit untereinander verbunden. Rein zufällig prüfte ich eine kleine Menge dieses frisch abgewitterten Sandes mit der Zunge und fand einen ganz auffälligen adstringierenden Salzgeschmack. Meine Wandergefährten kamen nach derselben Zungenreaktion zu dem gleichen Ergebnis. Die Ästhetiker unter ihnen suchten durch schleuniges Ausspucken das abscheuliche Zeug möglichst rasch wieder loszuwerden. Nunmehr beobachtete ich die interessante Erscheinung genauer und fand zunächst an den überall vorkommenden frischen Abwitterungsflächen der Feld- und Honigsteine die gleiche „krümelige“ Beschaffenheit des Sandes. Die an sich losen Körnchen hängen in kleineren oder größeren Gruppen untereinander zusammen und haften an der Ablösungsfläche. Der charakteristische zu-

sammenziehende, bald süßlich-bittere, bald säuerliche Geschmack war stets vorhanden. In der unmittelbaren Nachbarschaft der Abwitterungsfläche fielen mir grauweiße Flecken und Tupfen auf, deren Äußeres zunächst an Flechten erinnerte, bis durch die Zungenreaktion die völlige Übereinstimmung mit dem Geschmack des krümeligen Sandes festgestellt wurde. Diese Flecken haben die Gestalt papierdünner Krusten. Sie lassen sich leicht von der Felsfläche abstreichen und sind, mit der Lupe betrachtet, traubige Aggregate feiner wasserheller Körnchen, aus denen häufig kleine Dreiecksflächen aufblitzen. Im Wolfsgrunde, durch den ein Steig von der Brückenwaldstraße in nördlicher Richtung auf die Lohmen-Rathewalder Straße führt, fand ich diese „Ausblühungen“ in der Form feinsten Rauhrefes oder eines überaus zierlichen Filzes auf dem losen Sande der frischen Abwitterungsflächen. In diesen Ausblühungen sind offenbar Analoga zu finden zu dem bekannten Mauer- oder Kehrsalpeter. Die weitere Beobachtung der interessanten Erscheinungen bezog sich zunächst auf den durch seine Zerrissenheit auffallenden Gebirgsstock der Feld- und Honigsteine bei Rathen. An allen Punkten bestätigte sich der räumliche Zusammenhang der Ausblühungen mit dem krümeligen Sande und den frischen Abwitterungsstellen. Da mein Amt mir anhaltende Laboratoriumsarbeit nicht gestattet, so wurde die chemische Vorprüfung der gesammelten Proben durch Herrn BRUNO LEHMANN angestellt. Aus dem Ergebnisse dieser ersten Untersuchung sei folgendes mitgeteilt: Die Ausblühungen geben, im Kölbchen erhitzt, unter lebhaftem Aufkochen viel Wasser ab, lösen sich leicht und vollkommen in heißem Wasser, die erhaltene Lösung reagiert stark sauer. Dieselbe Lösung wird erhalten bei der Behandlung des krümeligen Sandes und des dazugehörigen Sandsteins mit heißem Wasser nach entsprechendem Dekantieren und Filtrieren zur Abtrennung vom Sande, von organischen und den immer anwesenden tonigen Beimengungen. Aus den so erhaltenen farblosen bis schwach gelblich gefärbten Lösungen entwickelten sich beim Eindampfen am Rande Aggregate von büschelig angeordneten Krystallansätzen und Nadelchen, gegen die Mitte hin aber wohlgebildete Krystalle mit den charakteristischen Formen des Alauns, daneben auch ganz vereinzelte Kochsalzwürfelchen. Es wurden Alaunkrystalle bis 1 cm Seitenlänge erhalten. Die Lösung enthielt Schwefelsäure, Aluminium, Kalium, dann in geringeren Mengen Chlor, Natrium und Spuren von Magnesium und Calcium. Kieselsäure, Salpetersäure und Kohlensäure waren nicht vor-

handen, dagegen ließ die Bräunung beim Eindampfen auf organische Substanz und Spuren von Eisen schließen.

Herr Geheimrat Prof. Dr. KALKOWSKY und Herr LOCHNER, Assistent im Mineralogischen Institute der Technischen Hochschule in Dresden, denen gleichfalls Proben von Ausblühungen und dem krümeligen Sande vorgelegen, bestätigten in der Hauptsache diese ersten Untersuchungsergebnisse, fanden jedoch noch Ammonium in größeren Mengen. Durch freundliche Vermittelung des Herrn KALKOWSKY wurde von einer Probe ausgewählter reiner Substanz der Ausblühungen am „Goldsteig“, zwischen Zeughaus und Großem Winterberg, durch Herrn Assistent Diplom-Ing. RÖHL in Freiberg eine quantitative Analyse ausgeführt mit nachfolgendem Ergebnis:

NH <sub>3</sub> . . . . .	2,23
K . . . . .	3,39
Al . . . . .	5,88
SO <sub>4</sub> . . . . .	41,60

Wasser wurde nicht gewogen.

Die Ausblühungen bestehen nach diesen Prüfungen vorwiegend aus einem isomorphen Gemenge von Kali-Ammoniumalaun und aus geringen Mengen von Chlornatrium bzw. Spuren einiger anderer Salze. Bei vielen an Ort und Stelle von mir vorgenommenen Prüfungen an Krustenmaterial, wie auch an krümeligem Sande mit Lösung von Ätznatron wurde stets Ammonium festgestellt, während Kalium nicht allenthalben aufgefunden werden konnte. Es scheint demnach der Alaun der Ausblühungen keine konstante Zusammensetzung zu haben und das Mengenverhältnis von Kalium und Ammonium, die sich bekanntlich in diesem Doppelsalze gegenseitig vertreten können, örtlich und vielleicht auch zeitlich gewissen Änderungen unterworfen zu sein.

Durch die mikroskopische Betrachtung wurde der chemische Befund in allen Hauptsachen bestätigt. Die Ausblühungen zeigen stets das mikroskopische Bild einer klaren, farblosen oder stellenweise schwach gelblich gefärbten Substanz, durchzogen unregelmäßig von Sprüngen, mit zahlreichen Luftbläschen und wunderlich zerfressen, mit lappenförmigen Vorsprüngen und rundlichen Einbuchtungen. An vielen Hervorragungen, auf den Rändern und in den Sprüngen, sitzen kleine Oktaeder oder Kombinationen dieser Form mit Würfel oder Rhombendodekaeder, dem Alaun zugehörig. Sehr zerstreut treten Kochsalzwürfelchen auf. Im krümeligen Sande wie auch im Sandstein der frischen Abwitterungsstellen ist diese wasserklare Alaunsubstanz zwischen den Quarzkörnchen, namentlich

bei gekreuzten Nikols, wenn die letzteren farbig aufleuchten, gut festzustellen. Namentlich die ausgebildeten Kryställchen sitzen gern den Quarzkörnern auf. An vielen Punkten konnte außer dieser beschriebenen Alaunzwischenmasse ein anderes Zwischenmittel nicht wahrgenommen werden, auch nicht die von HIRSCHWALD gefundene und als Kontaktzement bezeichnete Übrerrindung der Quarzkörnchen mit reiner Quarzmasse<sup>1)</sup>. Tiefer im Gesteinsinnern tritt dann das tonige Zwischenmittel, allerdings in recht ungleicher Verteilung, hervor.

Ergebnisse:

1. Die Ausblühungen am Sandstein bestehen aus Kaliammoniumalaun mit spärlichen Beimengungen von Kochsalz und anderen Salzen.
2. Der frisch ausgewitterte, krümelige Sand, sowie der anstehende Sandstein der gleichen Örtlichkeit enthält Alaun als Zwischenmittel.

### **Beschreibung der Alaunausblühungen und des alaunhaltigen Sandes bzw. Sandsteines.**

Die Ausblühungen sind immer kenntlich an der grauweißen Farbe. Bei einiger Übung wird man sie nicht leicht mit ähnlich gefärbten Flechten verwechseln können. Vollständig frisch treten sie auf an wetter- und windgeschützten, nicht zu trockenen Stellen, also namentlich an den Unterflächen der Überhänge, in den Höhlchen, Gruben und Narben, sowie in den Rissen des Sandsteins. Dort sind sie häufig schneeweiß, glänzend, unter der Lupe farblos und etwas schaumig und fallen bei der leisesten Berührung von der Gesteinsfläche ab. Nach längerer Trockenheit ist die Sohle der Höhlchen oft förmlich bedeckt mit abgefallenen Krusten. Ebenso findet sich dann massenhaftes Krustenmaterial auf der Sohle der Überhänge im Sande. Mit zunehmendem Alter färben sich die Krusten durch Aufnahme von organischen Substanzen dunkel und haften dann immer fester an der Unterlage. Die zahlreichen gesammelten Proben wurden von mir mit einer reinen Feder abgestrichen. Ältere Ausscheidungen lösten sich erst durch Berührung mit einem Holzspatel ab. Da der Alaun als wasserlösliches Salz an vielen Haftstellen fortwährend von anschlagendem Regen, von Schnee, Wind und Sonnenschein beeinflusst wird, ebenso auch durch Sicker- und Schwitzwasser, so sind fortgesetzte

<sup>1)</sup> HIRSCHWALD: Prüfung der natürlichen Bausteine. Berlin 1908. S. 253.

Veränderungen der Krusten unausbleiblich. Kleinere und größere Partikel werden aufgelöst und an anderen Stellen wieder abgeschieden. Es entwickeln sich so die beobachteten eigentümlichen Korrosionsformen. Durch starke Erwärmung verlieren die Krusten mehr oder weniger das Krystallwasser, werden trübe und hart und haften fester auf der Unterfläche. Wo die Luft durch stete Verdunstung von Tropfwasser einen relativ hohen Feuchtigkeitsgehalt behält, wie beispielsweise unter einem Überhange am Großen Bärenstein, im Wolfsgrunde bei Lohmen, am Goldsteige östlich vom Großen Winterberge, an gewissen Felsen der Bielraud bei Eiland, und die Örtlichkeit den ungünstigen Einfluß der Atmosphärien ausschließt, entwickeln sich zierliche, ausschließlich aus winzigen Kryställchen zusammengesetzte Gerüste, schaumige oder schneeflockenförmige Ausblühungen im Durchmesser von mehreren Zentimetern. Sehr feuchte Wandstellen und Überhänge mit rieselndem Wasser zeigen keine Ausblühungen. Der Alaun wird durch das stets vorhandene und reichliche Lösungsmittel an andere Orte geführt. Überdies bedeckt die an solchen Punkten besonders üppig aufschießende Flechten- und Moosvegetation rasch und vollständig die Felsflächen. Namentlich eine grauweiße Krustenflechte mit ausgeprägter Felderung scheint die neugebildeten Ausblühungen mit besonderer Vorliebe aufzusuchen und zu zerstören, so daß das Vorkommen dieser Flechte in der Regel auf die einstige Anwesenheit von Alaunkrusten schließen läßt. Dies gilt namentlich von Felsen, an denen frische Abwitterungsflächen zurzeit nicht zu finden sind. Beim behutsamen Abheben der Flechte kann man recht häufig noch Reste von Alaunkrusten beobachten. Nach meinen Beobachtungen entnehmen diese Flechten dem Krustenmateriale, wie auch dem alauhaltigen Wasser, gewisse Nährstoffe, vielleicht Kali, Schwefel und Stickstoff. Da die Flechtenvegetation die Felsen namentlich der Gründe und Schluchten der sächsischen Schweiz bedeckt, so ist an diesen Orten selten die Alaunausblühung zu finden. So unterliegen die Alaunausblühungen und -krusten einer fortgesetzten Veränderung und Umwandlung in Abhängigkeit von den Sickerwässern und den jeweiligen Witterungsverhältnissen, verschieden je nach Örtlichkeit und Jahreszeit und unter dem Einflusse der Vegetation.

Der krümelige Sand, d. i. das Gemenge von Sand und Alaunmaterial, ist regelmäßig wie die Ausblühungen und Krusten an den frischen Abwitterungsflächen des Sandsteins zu finden. Er behält seine schon beschriebene Beschaffenheit, die mit einem gewissen, aber stets geringen Feuchtigkeitsgehalt



verbundene Zusammenhangskraft seiner Bestandteile bei, solange nicht verändernde Außenwirkungen hinzutreten, also namentlich an geschützten Örtlichkeiten, in den Höhlungen, Rissen und hinter den sogenannten Schutzrinden. Unter der Wärmewirkung der Sonne oder in feuchtigkeitsarmer Luft trocknet er bald aus, verliert die Zusammenhangskraft und fällt von den freien Flächen herab auf den Boden oder wird durch den Wind aus den Vertiefungen herausgeblasen. Bei Wasserzutritt wird er durch Auflösung des Alauns ausgelaugt und in normalen Sand zurückverwandelt. So ist es zu erklären, daß alaunhaltiger und alaunfreier Sand unmittelbar nebeneinander liegen können.

Der Gehalt an Alaun ist in diesem Sande wie in dem dazugehörigen Sandstein selbstverständlich recht verschieden. Sandstein vom Wolfsgründel bei Lohmen enthielt an wasserlöslicher Alaunsubstanz 0,262 %, krümeligen Sand von dem gleichen Punkt dagegen 32,89 %. Eine Probe Sand vom Feldstein bei Rathen enthält 1,549 %. Die wasserlösliche Substanz ist demnach recht ungleich verteilt, scheint aber nach der Außenfläche hin an Menge zuzunehmen.

Eine bestimmte Abhängigkeit des Alaunvorkommens von der Beschaffenheit des Sandsteins konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Der Sandstein der Feldsteine und Honigsteine bei Rathen ist allerdings in der Hauptsache ausserordentlich feinkörnig, jedoch kommen auch Bänke mit recht grobem und ungleichkörnigem Material vor, so am Lamm, an der Lokomotive und an dem Talwächter. Ausblühungen und Krümelsand finden sich an allen diesen Punkten. Die groben konglomeratartigen Bänke am Goldsteige sind stellenweise förmlich mit Ausblühungen überzogen.

Die frischen Abbruchstellen in den Steinbrüchen zeigen sehr selten die Ausblühungen. Solche fand ich in den Brüchen zwischen Wehlen und Rathen nur an wenigen Punkten und nur auf nicht abbauwürdigem, „faulem“ Gestein mit frischen Abwitterungsflächen. Auch anderswo „blüht“ der Alaun aus frischbearbeiteten Wandflächen reichlich aus, namentlich in den Hiebnarben, so am Pionierwege zwischen dem Riekestein und der Napoleonsstraße, am Reitsteige längs der Torwalder Wände, am Gamerig und Feldstein bei Rathen u. a. a. O., aber immer nur ausschwachfeuchtem, leicht zerfallendem Gestein<sup>1)</sup>.

Dagegen scheinen Sandsteine mit kieseligem Bindemittel,

<sup>1)</sup> In einer Schlucht nordwestlich am Großen Bärenstein sind an einer Wand die Zeichen II. P. 1895 eingemeißelt. Diese Vertiefungen sind völlig mit Alaun ausgefüllt.



mit Schlieren und Adern von Quarzsubstanz weniger für Ausblühungen von Alaun geeignet zu sein. So ist die gegen Süden gerichtete mehrere Kilometer lange Wandflucht des Quadersandsteines vom Hohen Schneeberge bis gegen Tyssa von uns vergeblich nach Alaun durchsucht worden. Der hohe Kieselsäuregehalt des Sandsteins verrät sich hier allenthalben durch die scharfen Kanten und ebenen Flächen an Felsen und Blockwerk, sowie durch die Adern und Schutzrinden aus Quarzsubstanz, durch welche das Gestein stellenweise mit reinweißer Farbe auftritt. Bekanntlich fällt der ganze Südhang des Hohen Schneeberges, mitsamt dem von hier aus gegen West sich erstreckenden Teil des Sandsteins, in das Gebiet der erzgebirgischen Bruchzone. Auch in der Nachbarschaft der großen Lausitzer Verwerfung, welche den Ostrand des Quadersandsteines charakterisiert, scheinen die Alaunausblühungen selten zu werden. So ist die Umgebung der Gautschgrotte bei Hohnstein von mir erfolglos durchsucht worden. Dagegen treten sie bereits wieder hervor an den Felsen des „Nassen Loches“ westlich der Gautschgrotte. Auch die Sandsteine auf Blatt Zittau—Oybin sind in der Nähe der Verwerfung alaunfrei. Die Ursache dürfte auch hier in der zunehmenden Verkieselung des Gesteins liegen.

### **Die Verbreitung des Alauns in horizontaler und vertikaler Richtung.**

Von besonderem Interesse erschien mir die Kenntnis der Verbreitung des Alauns. Erstrecken sich die Ausblühungen auf bestimmt abgegrenzte Teile oder auf das ganze Gebiet des Sandsteins? Gehen sie über dieses hinaus, finden sie sich auch an anderen Gesteinen? Beschränken sie sich auf bestimmte Quaderstufen und Horizonte? Nicht alle diese Fragen konnten bei der mir verfügbaren Zeit ihre Erledigung finden. Hier muß die Zukunft volle Klarheit bringen.

Nach meinen allerdings nur lückenhaften Beobachtungen ist die Alaunbildung tatsächlich nur auf das Gebiet des Quadersandsteines beschränkt. Ich konnte dieses Salz bisher nicht finden auf Gneis, Syenit, Porphyry und Granit der benachbarten Gebiete.

Ich besuchte charakteristische Punkte der Grenzen des Quadersandsteines, zahlreiche Felsen innerhalb des Gebietes und namentlich wichtige größere Wandfluchten verschiedener Horizonte und mit verschiedener Orientierung bezüglich der Himmelsrichtung, um so gewissermaßen einen Einblick in die Profile zu erhalten.

## Verzeichnis der Fundstellen:

1. Wolfsgründel bei Lohmen: Wandflächen am Steige 1, gerichtet gegen W.
2. Verlassene Brüche zwischen Wehlen und Rathen, Elbseite der Wände, gerichtet gegen S.
3. Rahmhanke, unterhalb der Bastei, große Wandflucht gegen S. Viele Stellen. Ebenso Wandstellen etwa 50 m tiefer. Sehr reichlich.
4. Riekefelsen am Pionierweg bei Rathen, gegen S und W, Pionierweg nach der 1. großen Schleife, bearbeitete Wand mit Ausblühungen.
5. Alle Wände und alle „Steine“ des Rathener Gebietes, namentlich aber Feldsteine und Honigsteine, vom Ende der Schutthänge an bis hinauf zu den Gipfelfelsen, unabhängig von der Himmelsrichtung. Sehr reichlich zu allen Jahreszeiten.
6. Felsen im Försterloch, gegen O W und S. Reichlich.
7. Carolastein, gegenüber dem Gasthaus zur Walthersdorfer Mühle, auf allen Seiten; ferner Wände zu beiden Seiten des Polenztales im ganzen Verlaufe und des Tiefen Grundes bei Hohnstein. Sehr reichlich.
8. „Nasses Loch“ bei Hohnstein, Felsen völlig gegen aussen abgeschlossen, S. Spärlich.
9. Rauenstein bei Weißig, an allen Wänden nach S, O, N und W. Sehr reichlich.
10. Großer und Kleiner Bärenstein, Stufe des Überquaders, unabhängig von der Himmelsrichtung wie 9. Sehr reichlich.
11. Lilienstein, Wandflächen an der Süd- und Nordseite vom Beginn der Wände bis 10 m unter dem Plateau. Reichlich.
12. Großer Zschirnstein. Wände gegen SW und N. Sehr reichlich.
13. Kleiner Zschirnstein: Alle Wandstellen am oberen Ringweg, unabhängig von der Himmelsrichtung, soweit nicht mit Vegetation besetzt. Sehr reichlich.
14. Hoher Schneeberg: Felsmauern unweit der Wirtschaft, gegen NW und NO. Spärlich.
15. Felsen und Wände in der „Dürren Biele“, gegen S, Labiatusquader.

<sup>1)</sup> Die Sandsteine der Brongniartstufe sind nicht besonders bezeichnet.

16. Felsen der „Bielraud“ südöstlich von Eiland, Labiatusquader, gegen S, O und W. Sehr reichlich.
17. Eibischsteine, Labiatusquader, östlich von Berggießhübel, gegen N. Spärlich.
18. Westrand des Bahratales, Labiatusquader, gegen S und O. Spärlich.
19. Einsiedlerstein bei Forsthaus Wendischcarsdorf, Karinatensandstein, gegen S, SW, O und N.
20. Krippenbachtal, Überhang unweit der Einmündung des Prölitzbaches, Labiatussandstein. Spärlich.
21. Blockwerk an der Straße zwischen Postelwitz und Schmilka, herrührend von altem Wandsturz. Viel Ausblühungen an einem Block mit dem Zeichen 1907/08 bei km 38.
22. Schrammsteingebiet: Wandfluchten oberhalb der Elbleithenstraße bis zum Langen Grunde, gegen SW. Reichlich.
23. Wände zu beiden Seiten des Langen Grundes, gegen SO und NW. Reichlich.
24. Felsen am Lehnwege, gegen N. Reichlich.
25. Vorderes Raubschloß (Frienstein), gegen W, N, O und S. Reichlich.
26. Wandfluchten am Kleinen Winterberge, Gleitsmannshorn und Heringsstein, gegen NO, O, SO, N und S. Sehr reichlich.
27. Bärfang- und Böse Wände, gegen NW, N und O. Sehr reichlich.
28. Thorwalder Wände, oberhalb des Reitsteiges. Sehr viel Fundstellen; gegen W, S, O und N. Sehr reichlich.
29. Goldstein, gegen N, O und S. Reichlich.
30. Goldsteig mit den Wandfluchten der Pech-, Hille- und Richterschläuchte bis zu Richters Höhle. Sehr viele Fundstellen gegen alle Himmelsrichtungen. Sehr reichlich.
31. Rauschenstein bei Schmilka und alle Wände des Großen Winterbergs gegen die Elbe. Sehr reichlich.
32. Blatt Zittau—Oybin: Felsen nördlich oberhalb der Elfenwiese, Südostseite des Pferdeberges, vereinzelte Wandel und Felsen in der Umgebung der „Hölle“, Wandflächen des Oybinberges auf allen Seiten, namentlich reichlich gegen Süd und Ost, und die südöstlich von Oybin gelegenen Nasse Grabensteine, ferner Wandflächen und Überhänge im Eschengrund, in den Dachs- und Schindellöchern, Rosensteine, Thomassteine, Felsen

nördlich vom Mönchssteine. Überall reichlich. Normaler Quadersandstein in der Nachbarschaft der Mühlsteinbrüche. Reichlich. Ameisenberg, Südseite der Felsen. Spärlich. (Bruchzone.)

Wenn auch mit den genannten Fundstellen das ganze Gebiet des Quadersandsteines noch nicht umfaßt wird, so ist doch die Tatsache bemerkenswert, daß nur ganz wenige Örtlichkeiten ohne Ausbeute blieben. Zu nennen sind hiervon der Lattengrund, einige Felsen in der Nachbarschaft des Schrammtores, die meisten Wände der Steinbrüche zwischen Wehlen und Rathen und die schon erwähnten Südabstürze zwischen dem Hohen Schneeberge und Tyssa, sowie die Felsen in der Nachbarschaft der Lausitzer Verwerfung. An diesen Orten bestehen Verhältnisse, die z. T. schon erwähnt sind, wie üppige Flechtenvegetation — Lattengrund —, frische Gesteinsbeschaffenheit — Bruchwände — und durchgreifende Verkieselung — Gestein an den Verwerfungen.

Nach den bisherigen Beobachtungen an den aufgezählten Fundstellen erscheint außer allem Zweifel, daß der Alaun an allen Punkten des Quadersandsteingebietes auftritt, daß die Alaunvorkommen sich finden in den Sandsteinen des Cenomans (Carinatenquader), des Turons (Labiatus- und Brongniartiquader) und des Überquaders (beide Bärensteine), daß ferner die Alaunbildung nicht auf bestimmte Horizonte beschränkt ist, sondern vorkommt in vertikaler Richtung von der Höhe des Elbtales und der einmündenden Gründe bis hinauf zu den Gipfelkronen der höchsten Tafelberge, und daß sie völlig unabhängig ist von der Himmelsrichtung, vom Elbtale, von etwaigen Industriegebieten und Verkehrsverhältnissen.

### **Beziehungen der Alaunausblühungen zu gewissen Verwitterungsformen.**

Bei der ungeheuren Ausdehnung sichtbarer und freier Felsflächen im Quadergebirge bedeuten die alaunhaltigen Stellen trotz ihrer Verbreitung durch das ganze Gebiet in horizontaler wie vertikaler Richtung immerhin nur eine bescheidene Flächenentwicklung in ihrer Gesamtheit. Nicht jedes Felsstück und nicht jede Wandstelle zeigt Ausblühungen. Stark durchnäßte oder völlig trockene Gesteinsglieder, frische Abbruchstellen und Gesteine mit verhältnismäßig großer Festigkeit, Stellen mit reicher Vegetation sind frei von Ausblühungen. Auch auf den Gipelflächen der Felsen und Wände mit vorherrschend horizon-

taler Lage, an weniggegliederten, nach oben zurückweichenden Wänden erscheint selten Alaun. Dagegen konnte sein Auftreten regelmäßig festgestellt werden an überhängenden breiten Wandflächen, an den „hohlen Wänden“, unter nischen- und höhlenförmigen Überhängen, in Rissen und Klüften und namentlich in Verbindung mit den bekannten Kleinformen der Verwitterung, die als Steingitter, Wabenbildung, Höhlen- und Lochverwitterung uns in den schönen Darstellungen von GUTBIER, BECK und HETTNER beschrieben worden sind<sup>1)</sup>, sowie stets an Wandstellen mit frischen Abwitterungsflächen, die auch dem ungeübten Auge durch ihre abweichende Färbung sofort auffallen. Die kilometerlangen Wandfluchten zwischen dem Nordende des Kleinen Winterberges und dem Ostende der Bösen Wände, der Torwalder Wände, am Goldsteige, am Rauenstein, an den beiden Zschirnsteinen bieten hierzu lehrreiche Beispiele. Losgebrochene Blöcke alter Bergstürze, auch wenn sie mit ausgeprägter Wabenverwitterung versehen sind, haben wenig Alaun, solche jüngeren Alters sind oft mit Ausblühungen versehen.

Auf schwach überhängenden, freien Wänden laufen oft breite Streifen von Alaunausblühungen senkrechtnach unten. Sie nehmen stets den Anfang aus einem bzw. aus mehreren Höhlchen, aus Schichtenfugen oder auch aus dem Ende schmaler Spalten und Risse. Durch ihre helle Farbe sind sie leicht von der altersgrauen Wandfläche zu unterscheiden. Die Länge ist je nach der Örtlichkeit verschieden. An der Südwand des Großen Bärensteins fand ich zwei parallele Sickerstreifen gegen 15 m lang bei einer Breite von 5 cm oben und etwa 10 cm unten. Am Ostende des Rauensteins zieht sich ein solcher Streifen mindestens 20 m an der Wand abwärts. An einer Wand auf der Südseite des gleichen Berges tritt ein ähnlich mächtiger Sickerstreifen auf, der genau über ein kleines, etwa meterbreites Feld mit ausgeprägter und frischer Wabenverwitterung hinwegzieht. Ähnliche Streifen wurden von mir später an allen größeren Wandflächen aufgefunden, namentlich am Goldstein, an den Torwalder Wänden, an den Zschirnsteinen und den Polenztalwänden. Die Erscheinung ähnelt vollkommen den Schmutzstreifen, welche herabrinnende Gossenwasser an Mauern

<sup>1)</sup> GUTBIER: Geognostische Skizzen aus der Sächs. Schweiz, 1858. — HETTNER: Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächs. Schweiz, 1887. — BECK: Erläuterungen z. geol. Spezialkarte Sachsens. Blatt Königstein—Hohnstein, Sebnitz.

produzieren. Mit Regenwasser und Regenrinnen steht sie in keiner erkennbaren Beziehung. Sie kann nur erklärt werden als Ausscheidung von Alaun aus herabgerieseltem, verdunstetem Sickerwasser. In gleicher Weise müssen entstanden sein die überall zu beobachtenden Ringe und Bänder von Alaunausscheidung auf den Bodenflächen der Überhänge, auf Simsen und vorstehenden Wandleisten, welche von Sickertropfen getroffen werden. Solche Alaunstreifen schließen sich genau den bestehenden Unebenheiten an, ziehen wohl auch über den Rand einer Leiste oder eines Überhanges weiter abwärts, entsprechend dem Gange des verschwundenen Sickerwassers, dem sie ihre Entstehung verdanken. Auf der Ostseite des Carolasteins, unweit der untern Mündung der Dianagrotte, befindet sich auf der Sohle eines Überhanges ein etwa  $\frac{1}{2}$  m im Durchmesser haltendes flaches Tropfbecken. Am Tage der Beobachtung war es in der tiefsten Stelle mit stark alaunhaltigem Sande gefüllt und nach außen geziert mit einer ganzen Zahl konzentrisch angeordneter Alaunringe, welche die einzelnen Perioden der Verdunstung des angesammelten und durch Tropfenfall erzeugten Sickerwassers genau angeben. Daneben war eine ganze Anzahl von kleinen Tropfringen zu sehen. In der Nähe des Ursprungs-ortes sind diese Sickerstreifen und -bänder krustenförmig und dick, mit der zunehmenden Entfernung werden sie breiter, aber auch dünner, so daß schließlich nur noch eine feine Punktierung das Vorhandensein des Alauns zu erkennen gibt. Die gleiche Abhängigkeit der Alaunkrusten vom rinnenden Sickerwasser ist zu finden, wo Risse und Spalten durch solche Streifen eingeraht, oft auch völlig ausgefüllt werden, eine allorts zu beobachtende Erscheinung. An den Torwalder Wänden konnte unterhalb einer gleichmäßig horizontal verlaufenden Leiste eine Alaunausscheidung beobachtet werden, die auf 4 m Länge und Breite die Felsfläche bedeckte. Hier muß als Ursache die Überrieselung der ganzen Fläche mit Sickerwasser angesehen werden.

Das Gemeinsame dieser aus Alaun bestehenden Ringe, Bänder und Streifen liegt darin, daß sie die unveränderten, noch festen Sandsteinflächen überziehen und hervorgegangen sind aus fallenden Tropfen oder rinnendem Sickerwasser, also entstanden sind in größerer Entfernung von den eigentlichen Sickerstellen. Wohl zu unterscheiden hiervon ist das Anhaften von Ausblühungen an größeren freien Wandflächen mit allen Anzeichen frischer Sandabwitterung. Solche Stellen kommen vor bis zu 1 qm und darüber im Wolfsgründel, im Feldstein- und Honigsteinstock, am Rauenstein, den

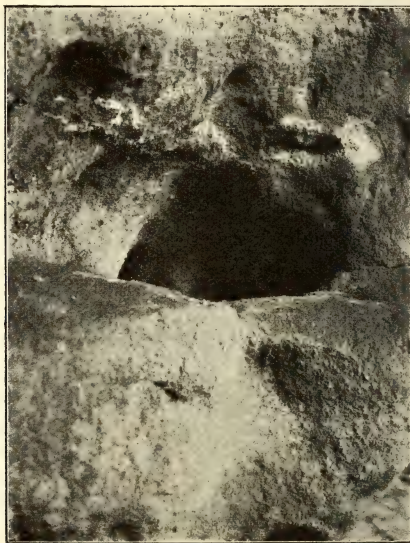


Bärensteinen, den Zschirnsteinen u. a. O. Hier kommen Ausblühung und Abwitterung zur genauen räumlichen Deckung. An einer solchen Stelle, an einem Felsen der Bielraud bei Eiland, also am Labiatussandstein, versuchte ich das Gewicht des ausgeblühten Alauns festzustellen. Von einer etwa 2 dzm großen Fläche wurde der krustenförmige Alaun sorgfältig abgestrichen und gewogen. Ergebnis: 12,8 g. Das ist eine verhältnismäßig bedeutende Menge auf kleinem Raume und innerhalb einer nicht großen Zeitspanne. Die Ausblühungen an dieser Stelle werden durch Wind und Wetter sicher, mitsamt dem krümeligen Sande, nach kurzer Zeit entfernt, und der gleiche Vorgang wird sich wiederholen, wie ich im Wolfsgründel und im Feldstein-Honigsteingebiet beobachten konnte.

Wie in dem vorbeschriebenen Falle das Ausblühen von Alaun in genau räumlichem Zusammenhange mit der frischen Flächenabwitterung steht, so trifft das auch zu in dem örtlichen Zusammentreffen der Ausblühungen mit der schon erwähnten Löcher- bzw. Wabenverwitterung, soweit damit frische Sandabwitterung verbunden ist. Diese Wabenverwitterung, räumlich in der Regel mit den Überhängen verbunden, umzieht oft auf weite Strecken in gleichen Horizonten die Gesteinskörper. Bei aufmerksamer Betrachtung zeigen diese bekannten, aber immer interessanten Kleinformen des Quadergebirges entweder sich als fertige, in ihrer Entwicklung abgeschlossene Bildungen, auf welche die gegenwärtigen Verwitterungskräfte scheinbar überhaupt nicht wirken — eine Auffassung, die namentlich durch Dr. OBST vertreten wird<sup>1)</sup> — oder als in frischer Entwicklung und Weiterbildung begriffen. Nach meinen Beobachtungen sind beide Formen in unserm Gebiet vorhanden. Die scheinbar abgeschlossene Wabenverwitterung, wie ich kurzweg sie bezeichnen will, zeichnet sich aus durch gleichmäßig gefärbte braune oder hellgraue Rinden. Sie ist bei genügender Durchfeuchtung mit Vegetation bedeckt. Die in frischer Entwicklung begriffenen und der fortschreitenden, also rezenten Erosion unterworfenen Waben, Löcher und Narben sind stets deutlich erkennbar an den hellen, weißen oder gelblichbraunen Farben und an dem lose den Flächen anhaftenden Sande. Sie sind viel häufiger, als gemeiniglich angenommen wird, und immer zu finden, wo nicht Eisenkrusten und Kieselsäure als Konservierungsmittel der zierlichen Rippen, Gitter und Sanduhrsäulchen dazutreten.

<sup>1)</sup> OBST: Die Oberflächengestaltung der schlesisch-böhmischen Kreideablagerungen. Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. in Hamburg, Bd. 24, S. 134, 183 u. a. a. O.

Und hier, also in Verbindung mit den rezenten Verwitterungsformen, sind die Alaunausscheidungen regelmäßig zu finden. Die kleinsten und kleinen Gruben und Löcher sind sehr oft völlig erfüllt und ausgestopft mit Alaunsubstanz, größere Vertiefungen sind damit randlich um-



Aufnahme von BEYER.

Fig. 1. Rauenstein.

Höhlchenerosion. Die beiden kleinen Höhlchen oberhalb des größeren sind kranzförmig von Alaunausblühungen umgeben. Die Innenflächen sämtlicher Höhlchen sind stark alauhaltig.

zogen und wie durch weiße Rahmen eingefasst (Abb. 1), und selbst auf den Sanduhrsäulchen der Höhlchen, wie auf und an den an sich schwach hervortretenden Rippen, laufen Alaunstreifen hin, entsprechend der Bewegungsrichtung der Schwitzwasser, und markieren so durch ihre charakteristische Färbung das Relief der Verwitterung. Bekanntlich liegen die Höhlchen,

angereicht an kleine Korridore, nach dem Gesteinsinnern zu oft mehrfach hintereinander. In diesen findet man völlig reine Krusten von Alaun. Ebenso ergiebig sind die Unter- bzw. Deckenflächen der Überhänge, namentlich wenn die letzteren



Aufnahme von Beyer.

Fig. 2. Rauenstein.

Unterfläche eines Überhanges mit Alaunpfropfen in den zahlreichen Schwitzlöchern.  
Beginnende Lochverwitterung.

nicht zu hoch sind und möglichst weit in das Berginnere hineinreichen. Solche Decken sind sehr oft durch die Ausblühungen in den kleinen, selten über nußgroßen Grübchen und Löchern, weiß getüpfelt. Diese Ausblühungen wölben sich hervor wie feine Wattebüsche (Abb. 2). Unterflächen mit solchen „Spritzmustern“ sind z. B. zu finden am Rauenstein bei Pötzscha-

Weißig, an den Bärensteinen, an den Wandfluchten des Goldsteigs, am Kleinen Winterberge, am Rauschenstein u. a. O. Die beschriebenen Alaunpfropfen sind durchaus nicht auf die äußere Fläche beschränkt, sondern erfüllen die tieferen Öffnungen oft mehrere Zentimeter weit. Während in den nach außen geöffneten Narben und Höhlchen die Krusten von der jeweiligen Witterung stark beeinflußt werden, wenn auch niemals vollständig verschwinden, erfolgt eine Veränderung bzw. Erneuerung des Alauns an der Unterfläche der Überhänge nur durch Schwitzwasser, also namentlich im Frühjahr und nach längerem Regen. Ein gewisser Feuchtigkeitsgehalt scheint die Alaunbildung innerhalb des Sandsteins zu begünstigen. Einige Höhlchen am Rauenstein waren in dem Material der Innenwand und der Sanduhrsäulchen völlig durchsetzt von Alaunsubstanz wie die an Ort und Stelle angestellten Reaktionen zeigten.

Die Südostecke des Großen Bärensteins enthält einen, nur gegen SSO offenen, prächtigen Felszirkus mit Überhängen, mit Wabenverwitterung und reichlichen Ausblühungen von Alaun. An einem schwach überhängenden Wandel der Ostseite dieses Zirkus gewahrte ich im März dieses Jahres gewissermaßen die Anfangsstufe eines „Steingitters“. Es zeigte sich die Auswitterung krümeligen Sandes in Gestalt einer ganzen Anzahl nahezu paralleler Streifen und flacher Furchen, die durch festes Gestein voneinander getrennt waren. Die Abwitterungsstreifen und Furchen waren bedeckt von Alaunkrusten, die schwach erhabenen Rippen dagegen alaunfrei. Eine ähnliche Erscheinung fand ich später am Lilienstein, unterhalb der „Drachenschlucht“. Ein lehrreiches Beispiel für den ersten Anfang der Steingitterverwitterung wurde von mir im Februar an der Südwestecke des Feldsteins bei Rathen in einer der beiden künstlich erweiterten Grotte beobachtet. Die rechte Wand der südlichen Grotte, wegen des starken Alaungehalts von uns scherzhaft als Alaunhöhle bezeichnet, war quer durchzogen von etwa zwölf, auffallend gelbgrün gefärbten, 3 bis 10 cm breiten Streifen stark alaunhaltigen Krümelandes, getrennt voneinander durch schmale Partien normal gefärbten und kompakten Sandsteines mit dunkler, gleichmäßig gefärbter Rinde, ohne irgendwelche Anzeichen aktiver Verwitterung. Der krümelige Sand zwischen diesen harten Lagen ließ sich leicht entfernen. Dann erschienen an seiner Stelle die ersten Andeutungen von Furchen. Ich vermute, daß nach wenigen Jahren diese alaunfreien Querbänder, welche stellenweise anastomosieren, als erhabene Rippen den Fortschritt der Verwitterung noch deutlicher kennzeichnen und bei Fortdauer der Alaunausschwitzung in den Zwischenbändern zu

einem Steingitter sich entwickeln werden. In ähnlicher Weise mögen wohl auch die verwandten, gewissermaßen längst abgestorbenen Bildungen entstanden sein, die zu der Bezeichnung den Namen geliefert haben (Abb. 3).



Aufnahme von BEYER.

Fig. 3. Rauenstein.

Steingitter mit fortschreitender Verwitterung. In den Vertiefungen Alaun. Die Rippen gipshaltig.

Die bei den Ausblühungen und dem Krümelsande ursächlich wirkende Feuchtigkeit bewegt sich nicht nur von oben nach unten wie an den Überhängen zu sehen, sondern auch in anderem, und selbst wagerechtem Verlaufe, wobei allerdings weniger an Sickern und Fließen als an langsam fortschreitende Kapillarbewegung zu denken ist.



## Über die Ursachen der Alaunausblühungen.

Wie schon aus der Übersicht der bisher festgestellten Fundorte hervorgeht und auf S. 438 besonders hervorgehoben wurde, sind die Ausblühungen, wie auch die beschriebenen und räumlich damit verknüpften Kleinformen der Verwitterung, von bestimmten Himmelsrichtungen und von Wind und Wetter hinsichtlich ihrer Entstehung völlig unabhängig.

Gerade an den wettergeschützten Stellen, in Spalten und Rissen, im Hintergrunde verborgenster Höhlchen, an den Unterflächen tiefer Überhänge findet man die schönsten Ausblühungen. Auch die beschriebenen Anfänge der Rippenerosion mit Ausblühungen nur in den Furchen und namentlich die Sickerstreifen, Sickerbänder und Tropfenringe (S. 439) sind unanfechtbare Beweise gegen die Annahme, daß die Ausblühungen gewissermaßen als Anflug von außen her an den Sandstein gekommen sein könnten.

Wind und Wetter und sonstige atmosphärische Kräfte wirken sicher verändernd und zerstörend auf die Krusten, wirken austrocknend und lösend und transportieren das Alaunmaterial an andere Punkte. Sie bringen mit den herbeigeführten Sporen und Samen die Anfänge der Vegetation, durch welche die Ausblühungen rasch vernichtet werden. Sie wirken aber nimmermehr ursächlich.

Man könnte annehmen, daß namentlich durch den Winterschnee die Bestandteile des Alauns der Luft entzogen und durch die einsickernden Schmelzwässer dem Sandstein zugeführt werden. Ein Besuch der Feldsteine bei der Frühjahrschneeschmelze veranlaßte mich zur Prüfung solchen Wassers, bevor es Gelegenheit zum Einsickern hatte, auf den Schwefelsäuregehalt, aber ohne positives Ergebnis. Das Schmelzwasser war überhaupt säurefrei.

Wie verhalten sich aber die an den Unterflächen der Überhänge abtropfenden Sicker- und Schwitzwasser? Es braucht kaum erwähnt zu werden, daß das Spiel dieser lebendigen Kräfte, je nach Jahreszeit und Witterungsverhältnissen, bald schwächer, bald stärker einsetzt. Überhänge mit Tropfenfall, Wände mit abrieselndem Sickerwasser sind namentlich im Frühjahr zu beobachten. Mit Zunahme der Wärme und Trockenheit stellen viele Sickerstellen ihren Betrieb ein, selbst die Sickerstellen der Hiekelshöhle, der Weber- und Richtergrötte versiegen in trocknen Jahren völlig. Zur Zeit der Schneeschmelze aber durchzieht lebendiges Wasser auf tausendfältigen Wegen den Quadersandstein. Es wird in breiter Fläche



gewissermaßen aufgesogen, rückt langsam auf Haarspalten vorwärts oder rieselt und sickert in breiteren Rissen rasch abwärts in Richtungen, die bestimmt werden durch die Beschaffenheit des Gesteins, durch die Menge des Bindemittels, durch mehr oder weniger undurchlässige, früher erfolgte Ausscheidungen, wie die überall vorkommenden Schlieren und Bänder von Eisenoxydhydrat, von Kieselerde und kohlensaurem Kalk, und tritt dann aus auf Rissen und Schichtenfugen, in Löchern oder auch in breiter Fläche, an den Gesteinsaußenflächen namentlich der Überhänge und Wände, um in Tropfen oder dünnen Rinnsalen weiter zur Tiefe zu kommen.

Bei der Berührung dieser Wässer mit Luft, mit Humus und den Bestandteilen des Quadersandsteins ist von vornherein eine Änderung in ihrer chemischen Zusammensetzung wahrscheinlich. Aus diesem Grunde beschäftigte ich mich an allen genannten Fundstellen des Alauns auch mit diesem Sicker- bzw. Schwitzwasser. Es wurde geprüft nach Aussehen, Geschmack und seinem Verhalten zu blauem Lackmuspapier, ferner mit Chorbarium nach dem Charakter der Säure und an verschiedenen Punkten mit Ätznatron auf den Ammoniakgehalt. Besonders ergiebig an Sickerstellen waren die Überhänge in der Feld-Honigsteingruppe, am Großen Bärenstein, am Goldsteig und an der Bielraud b. Eiland.

Selten verhielten sich die Sickerwasser völlig indifferent, in sehr vielen Proben konnte bereits durch den Geschmack der Alaungehalt erkannt werden, so am Feldstein — Alaunhöhle und Überhänge auf der Nordseite —, am Großen Bärenstein — Zirkus —, am Lehnweg u. a. O.

An manchen Punkten zeigte das Tropfwasser außerordentlich bitteren Geschmack. Mit verschwindenden Ausnahmen reagierten die aufgefangenen Tropfen der Sickerstellen sauer, in den Alaunhorizonten stark sauer, und zwar auf Schwefelsäure. In einzelnen Fällen ergaben die wenigen geprüften Tropfen mit Ätznatron charakteristischen Ammoniakgeruch. Nach meinen Beobachtungen steht also fest, daß das Tagewasser zunächst vollkommen alaunfrei ist, daß es den Alaungehalt erst bekommt bei seinem Durchgange durch den Sandstein, und daß das austretende Schwitz- bzw. Sickerwasser infolge Verdunstung die „Alaunausblühungen“ veranlaßt.

Ehe auf die Betrachtung der Bezugsquellen für die Alaunbildung eingegangen werden soll, drängt eine andere Frage auf Beantwortung: Entstehen im Sickerwasser

außer Alaun etwa noch andere Sulfate bzw. andere Salze? Diese Frage kann auf Grund bisheriger Beobachtungen zum Teil wenigstens beantwortet werden.

Beim Begehen der Torwalder Wände fand ich unter einem Überhange mit prachtvoller Wabenverwitterung in mehreren Höhlchen die Decken- und Bodenflächen dicht besetzt mit zierlichen zapfen-, korallen- oder traubenförmigen Gebilden. Die Höhlchen glichen dadurch den Miniaturausgaben von Tropfsteingrotten, wie sie uns in der Dechenhöhle und Adelsberger Grotte bekannt sind. Die winzigen, einige Millimeter langen Gebilde sind außen dunkel gefärbt, sie zerbrechen sehr leicht und zeigen dann ein schneeweißes Inneres.

Die Proben gaben bei Behandlung mit Salzsäure keine Kohlensäurereaktion, aber schwachen Eisengehalt, der wohl der dunklen Rinde zuzuschreiben ist, stark gegläht aber eine kräftige Reaktion auf Ca und weiterhin die Entwicklung von Schwefelleber (Hepar). In jenen zierlichen Stalaktiten und Stalagmiten finden wir demnach den Gips. Die Härte der Innensubstanz war sehr gering. Eine weitere Durchforschung der Torwalder Wände nach Gips ist bis jetzt unterblieben. Meine Aufmerksamkeit bezog sich damals ausschließlich auf den Alaun. Zum zweitenmal fand ich den Gips an den Eibischsteinen zwischen Berggießhübel und Bahra. Die stark zerklüfteten Felsklippen gehören zum Labiatussandstein. Sie zeigen ausgeprägte Höhlen- und Lochverwitterung. Alaun fand ich nur an einer Stelle, dagegen den Gips unter genau den gleichen Verhältnissen wie an den Torwalder Wänden in vielen Höhlchen, aber auch als wulstförmige Aussinterung von Löchern und Sickerrissen, stellenweise mit winzigen Kryställchen, als durchscheinende Krusten an den Wänden gewisser Höhlchen und in Gestalt von erdigen, schneeweißen Randbezügen längs vieler Sickerspalten und Ablösungsrisse. Auf weiten Flächen erschienen die einzelnen Kerne des stark zerklüfteten Quaders wie weißgeränderte Mauersteine. Die Unterfläche eines kleinen Überhanges an einem im Hochwalde unweit davon befindlichen Felsen war durch ausgesinterten Gips in den Löchern und Grübchen wie mit einem weißen Spritzmuster versehen, ähnlich gewissen Alaunausblühungen an anderen Orten. Die rein weiße Farbe der erdigen Gipsbänder und Tupfen läßt auf ein noch jugendliches Alter schließen gegenüber den Sinterwülsten und korallenförmigen Bildungen. Die Untersuchung mitgebrachter Proben ergab das Gleiche wie am Gips der Torwalder Wände, die Prüfung verschiedener Sickerwässer an den Eibischsteinen ergab immer starke Reaktion auf Schwefelsäure und Kalk,

aber keinen Alaun. Ganz prachtvolle Gipsausscheidungen fand ich an den durch die Verwitterung zerfressenen Überhängen des Großen und Kleinen Zschirnsteins und zwar immer in Verbindung mit den Alaunausblühungen. Genau wie an allen sonstigen beobachteten Stellen sind auch hier diese durch Schwitz- und Sickerwasser erzeugten Mineralneubildungen auf die in fortschreitender Verwitterung begriffenen Horizonte beschränkt. Der Gips kommt in prächtigen Stalaktiten und Stalagmiten, in Sinterwülsten und Krusten mit schaliger Zusammensetzung vor. Die Decke des Diebskellers am Kleinen Zschirnsteine wie auch diejenige eines benachbarten Überhanges ist mit Gips förmlich überzogen, die Sickerrisse und -löcher sind damit ausgestopft. Die Decke der 1910 erschlossenen bis 6 m tiefen und breiten Falkenhöhle auf dem Pfaffenstein ist mit prächtigen korallenförmigen Sinterbildungen des gleichen Minerals behangen.

Bei der schweren Lösbarkeit dieses Minerals im Wasser scheint es an solchen Stellen den Sandstein gewissermaßen zu konservieren. Unter einem Überhange der stark verkieselten Südwand des Hohen Schneebergs, westlich vom Aussichtsturme, sitzt der Gips wie Mehlstaub auf Kieselkruste, findet sich aber auch in selbständigen, sehr dünnen Krusten. Die Prüfung der Gipsvorkommnisse auf den Zschirnsteinen und an dem Hohen Schneeberge ergab vorherrschend schwefelsauren Kalk, daneben in einigen Proben geringe Mengen von Brauneisen — Ursache der Dunkelfärbung — und Aluminium. Als weitere Fundstellen von Gipsausscheidungen in den beschriebenen Formen mögen genannt sein: Rauenstein, Bärensteine, Pfaffenstein, Gohrisch, alle Wände und „Steine“ des Rathener Gebiets, die Basteigründe, die riesigen Wandfluchten des Polenztals, der Schrammsteine, des Kleinen Winterberges und des Goldsteigs zwischen Zeughaus und dem Großen Winterberge. Im Zittauer Kreidegebiete fand ich den Gips in Verbindung mit Alaun am Oybinberg, am Pferdeberge und an den Nassen Grabensteinen, in den Steingittern und Löchern des Töpfers aber ohne Alaun. Bei genauer Durchsicht der Überhänge und der charakteristischen Erosionsformen sind die Gipssinter regelmäßig zu finden an den Seiten- und Deckenflächen, wie auch auf der Felssohle, auf letzterer gewöhnlich in warzen- oder knospenförmigen Gebilden. Die Beziehungen der Gipsausscheidungen zu den Alaunausblühungen sind mannigfaltig. In der Regel kommen beide Neubildungen neben- und durcheinander vor. Ein klassisches Beispiel liefern hierzu die elbseitigen Überhänge

des Rauschensteins bei Schmilka mit der fortschreitenden Lochverwitterung, bedingt durch ein verblüffendes Durcheinander von Gips- und Alaunausscheidungen. Jedoch finden sich auch Stellen mit vorherrschendem Alaun, an denen ich den Gips nicht oder nur spärlich entdecken konnte (Rauenstein, Griesgrund b. Rathen, Ostwand), und solche mit ausschließlicher Gipsausscheidung (Griesgrund, Überhänge der Westwände und die elbseitigen Basteiwände längs der „Rahmhanke“ zwischen Tiedgestein und Femgrund). Hier hat dieses im Wasser schwer lösliche Mineral den Sandstein an den Außenflächen durchsetzt und zementiert und dadurch in eine grauweiße, feste Rinde verwandelt, welche alle Unebenheiten, also die Löcher, Höhlchen und Risse, gleichmäßig überzieht und vielfach den Austritt von Sickerwasser sehr stark einschränkt. Die Außenfläche dieser vergipsten Rinden ist regelmäßig mit den beschriebenen Sinterbildungen des gleichen Minerals besetzt.

Aus den bisher festgestellten Vorkommnissen ist mit Sicherheit zu schließen, daß der Gips, in gleicher Weise wie der Alaun, durch das ganze Gebiet des Quadersandsteins verbreitet ist und selbst dort vorkommt, wo die Verkieselung und die Ausscheidung von Eisenoxyd vorherrscht, wie in den Bruchzonen.

Daß alle Ausscheidungen von Gips, ebenso wie diejenigen des Alauns, auf die Sicker- und Schwitzwasser zurückzuführen sind, ergibt sich aus den charakteristischen Ausbildungsweisen und deren Beziehungen zum Sandsteine.

Weitere genaue Untersuchungen der Sickerwässer und der Außenrinden des Sandsteines werden vermutlich die Anwesenheit noch anderer, bis jetzt unbekannter Salze, wenn auch in zurücktretenden Mengen, ergeben.

Ergebnisse:

1. Das Quadersandsteingebirge Sachsens enthält neben den bisher bekannten Ausscheidungen von kohlensaurem Kalk, Kieselerde, Eisen- und Manganverbindungen auch Kali-Ammoniumalaun und Gips, und diese letzteren in relativ großen Mengen und durch das ganze Gebiet verbreitet.

2. Beide Mineralien werden durch das Sicker- bzw. Schwitzwasser an die Außenflächen des Sandsteins geführt und hier durch allmähliche Verdunstung des Wassers ausgeschieden: der Alaun in winzigen Oktaederchen, welche charakteristische und leichtlösliche „Ausblühungen“ an allen Stellen

mit frischer Abwitterung bilden, oder in Sickerstreifen und -bändern auf unverwitterten Flächen, der Gips in schwerlöslichen Sinterbildungen mannigfacher Gestaltung, auch als ausheilendes Zement von Rissen und Sickerstellen, sowie zwischen den Quarzkörnern des Sandsteins.

3. Nach den bisherigen Feststellungen ist das Auftreten von Gips und Alaun auf diejenigen Horizonte beschränkt, die sich auszeichnen durch charakteristische Erosionsformen.

Es war zu vermuten, daß diese Neubildungen, Gips und Alaun, in Verbindung mit den Kleinformen der Erosion, nicht nur sich beschränken auf das Gebiet der sächsischen Kreide, sondern auch in den Quadersandsteinen derselben Formation in anderen Gebieten, vielleicht auch in den Buntsandsteinen, auftreten. Bezüglich der ersteren schreibt mir Herr Bruno LEHMANN folgendes:

„An der Regensteinkette bei Blankenburg, im Turon des nordöstlichen Harzes, lenkte ein Quaderfelsen durch seine Farben schon von weitem meine Aufmerksamkeit auf sich. An diesem konnten alle charakteristischen Erscheinungen der Kleinformen der Elbsandsteinverwitterung festgestellt werden. An allen Seiten, also unabhängig von der Himmelsrichtung, zeigten sich die Einflüsse der chemischen Tätigkeit. Hinter überhängenden Krusten rieselte beim Klopfen Krümelsand herab, der seine Entstehung durch den charakteristischen Alaungeschmack verriet. Weite Felsflächen waren bedeckt mit krausen, netz- und wabenförmigen Gebilden, denen eine Gipsschicht — ebenso wie den Krusten — besondere Festigkeit verlieh. Daß es sich tatsächlich um dieselben Agentien und Verbindungen wie im Elbsandsteingebirge handelte, ergab die Analyse der Proben. Calcium- und Schwefelreaktion bestätigten, daß Gips als konservierender Bestandteil der Rinden auftritt, und der Nachweis von Aluminium, Schwefelsäure und Ammoniak in den Ausblühungen und im Krümelsande ließ auf Alaun mit Sicherheit schließen.“ —

Literatur über sonstige Beobachtungen von Alaun und Gips als Mineralneubildungen in den Sandsteinen oder verwandten Gesteinen ist, wie mir scheint, nicht vorhanden.

Woher bezieht nun das aus dem Sandstein kommende Wasser die Rohmaterialien zur Bildung beider Mineralien, also Aluminium, Kalium, Ammonium, Calcium, Eisen und die sehr beträchtlichen Mengen von Schwefelsäure?

Wir haben kennen gelernt, daß 2 Quadratdezimeter Felsfläche an der „Bielraud“ 12,8 g Alaun produzieren. Legen wir diesem Alaun die auf Seite 431 angegebene Zusammensetzung zugrunde mit 41,60 Teilen Schwefelsäure auf 100 Teile Substanz, so erhalten wir für die genannte Fläche von 2 Quadratdezimeter einen Schwefelsäuregehalt von 5,2348 g ( $\text{SO}_4$ ). Das ist eine sehr große Menge. Ist die nachgewiesene Schwefelsäure des Sickerwassers völlig gebunden oder, wenigstens zum Teil, in freier Form vorhanden?

Der Alaun des Quadersandsteins unserer Kreide reagiert immer stark sauer, aber auch die Sicker- und Schwitzwasser zeigen die Reaktion auf freie Schwefelsäure. Die Beantwortung der Frage ist demnach kaum möglich. Vielleicht ist bei der anzunehmenden sehr großen Verdünnung das Doppelsalz und auch das schwefelsaure Calcium dissoziiert.

Über die Herkunft der Schwefelsäure, des wichtigsten Bestandteiles der beschriebenen Neubildungen, können nur Vermutungen geäußert werden. Schwefelsäure kann durch Umwandlung von Schwefelmetallen entstehen. Über das Vorkommen von Schwefelkies bzw. Markasit enthält die Literatur unsers Gebiets einige Angaben.

Wegen der Wichtigkeit dieser Vorkommnisse für die Erklärung der Herkunft der Schwefelsäure seien sie hier zusammengestellt.

#### I. Cenoman:

1. Crednerienstufe: III. Bohrloch in der Neuen Kaserne zu Pirna 1888. Mittelkörniger, lockerer Sandstein mit viel Schwefelkies. BECK: Erl. z. Sekt. Pirna, S. 118.

2. Carinatensandstein zwischen Schlottwitz und Reinhardtsgrimma: Nicht selten über dezimetergroße Knollen von Eisenkies und dessen Zersetzungsprodukten. SCHALCH: Erl. z. Sekt. Dippoldiswalde-Glashütte, S. 50.

#### II. Turon:

1. Glaukonitischer Labiatussandstein: Konkretionäre Anhäufungen kleiner Pyritkörnchen. Daneben auch einzelne größere Knollen von reinem Pyrit oder Markasit. SCHALCH: Erläut. z. S. Rosenthal-Hoher Schneeberg, S. 20.

Körnchen von Eisenerzen im Labiatussandstein. BECK: Erl. z. S. Pirna, S. 59.

2. Glaukonitische Mergel und Pläner der Brongniartstufe: Kleine Pyritwürfel fehlen nirgends (Pläner bei der Wasigquelle). SCHALCH: Erl. z. S. Rosenthal-Hoher Schneeberg, S. 28.



Brongniartiquader: BECK und HIBSCH: Erl. z. S. Großer Winterberg-Tetschen, S. 35. Nach ausgeführten chemischen Analysen von F. ULLIK am Brongniartiquader aus der Nähe der Laubequelle fanden sich im Salzsäureauszuge äußerst geringe Mengen von Kalkerde, Kali, Natron und Schwefelsäure.

### III. Der Überquader und die zugehörige Scaphitenstufe:

BECK: Erl. z. S. Pirna, S. 73. „Mitunter haben sich (in dem mergelartigen Tone dieser Stufe) infolge der Zersetzung des ebenfalls beigemengten Pyrits zierliche Gipskrystalle ausgeschieden.“

Aus dieser Übersicht geht hervor, daß Eisenkies und Markasit, die Lieferanten von Schwefelsäure, keiner Stufe unseres Quadergebirges fehlen. Bei nachhaltigem Suchen dürften diese Mineralien auch noch im frischen Brongniartsandstein selbst gefunden werden. Vereinzelte, winzige Pyritkörnchen fand ich im frischen Gestein in einem Bruche zwischen Wehlen und Rathen. Auch deuten die im ganzen Gebiete sehr zahlreichen Schlieren und Konkretionen von Eisenoxydhydrat im Brongniartiquader auf die einstige Anwesenheit von Schwefelkies hin. Vielleicht sind auch die öfteren Angaben über das Vorkommen von „Eisenerzen“ als feinste Körnchen bei der Gesteinszusammensetzung des Quaders auf Eisenkies zu beziehen.

Eine Zuführung der Schwefelsäure etwa nur von außen her, durch die Luft, erscheint mir nicht recht wahrscheinlich, schon mit Bezug auf ihr zeitweiliges Fehlen im Schmelzwasser der Schneedecke (vgl. S. 446), sowie auf die völlige Unabhängigkeit der Neubildungen von den Himmelsrichtungen, von der Höhenlage und der Entfernung von den etwa in Frage kommenden Industriestätten und Verkehrswegen, wiewohl der Gehalt an schwefliger Säure in der Luft unseres Gebiets zu gewissen Zeiten infolge der Verbrennung von Kohlen sicher eine beträchtliche Höhe erreicht und die schweflige Säure bei der Aufnahme durch den Boden in Schwefelsäure umgewandelt wird. Auch eine Erwägung der Frage, ob der Vegetation bzw. dem Humus eine Rolle bei der Bildung der Schwefelsäure zugeschrieben werden kann, etwa wie bei der Kohlensäure, ist nicht von der Hand zu weisen, obgleich darauf bezügliche Untersuchungen für unser Gebiet noch nicht vorliegen. Viele alauhaltige Quaderkomplexe sind gegenwärtig zwar völlig vegetationslos; das kann aber in einer bestimmten geologischen

Vergangenheit auch anders gewesen sein. In den Humusstoffen des Bodens ist Schwefel organisch gebunden und wird bei der Verwesung in Schwefelsäure übergeführt. Auch die Moore und die unterlagernden Sande enthalten Eisenkies und Markasit in Konkretionen, wahrscheinlich durch Einwirkung von Schwefelverbindungen aus dem Pflanzeneiweiß auf Eisensalze unter Abschluß von Luftsauerstoff entstanden.<sup>1)</sup>

Weniger Schwierigkeit macht die Erklärung des Aluminiums, des Kaliums und des Calciums in den gebildeten Sulfaten, Alaun und Gips. Diese Elemente finden sich in dem Bindemittel, das keinem Sandstein vollständig fehlt, und das je nach Örtlichkeit, Horizont und besonderer Beschaffenheit des Gesteins an Natur und Menge äußerst rasch wechseln kann. Ob dieses Bindemittel als Kontakt- oder Basalzement oder als Porenzement vorkommt, hat höchstens auf die Wasserdurchlässigkeit einen gewissen Einfluß. Daß ein vorherrschend kieseliges Bindemittel, wie in der unmittelbaren Nachbarschaft der großen Verwerfungen, die Ausscheidungen verringert und ganz unterbindet, ist auf Seite 435 und 438 gezeigt worden. Dem überall auftretenden tonigen Bindemittel entstammt das Aluminium. Die in den Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte unsers Gebietes sehr oft erwähnten Vorkommen von Feldspatresten, namentlich aber die glaukonithaltigen Sandsteine und Pläner an der Grenze des Brongniarti- und Labiatussandsteins, liefern Kalium in ausreichender Menge. Die Beteiligung des Kaliums an der Bildung des Alauns in unserem Gebiete schwankt in weiten Grenzen, wie die angestellten chemischen Prüfungen gezeigt haben. Auch bei völligem Fehlen dieses Metalls geht die Alaunbildung vor sich, wobei als Endprodukt reiner Ammoniumalaun auftritt.

Über Herkunft und Eintrittswege des Ammoniums können wir folgendes annehmen: Ammoniak bildet unter gewissen Umständen sich in der Luft und wird vom Boden aufgenommen. Nach HEINRICH<sup>2)</sup> betrug die jährliche Ammoniakaufnahme des Bodens 30,6 kg für 1 ha, nach SCHLÖSING<sup>3)</sup> sogar 63 kg. Ammoniak entsteht auch regelmäßig bei Zersetzung organischer Substanz. Beide Bezugswege sind möglich. Es ist zu bedenken, daß auf der Sandsteinoberfläche die Vegetation seit vielen Jahrtausenden bodenständig war und demgemäß ihre

<sup>1)</sup> E. RAMANN: Bodenkunde, Berlin 1911, III. Aufl., S. 100.

<sup>2)</sup> Forsch. Agrik.-Phys., 1881 4., S. 446.

<sup>3)</sup> Compt. rend. Paris, Akad. 102, S. 1002.

Zerfallsprodukte mit dem eindringenden Oberflächenwasser allenthalben dem Gesteinsinnern zugeführt wurden und noch werden. Auch die in der Gegenwart vegetationsarmen oder ganz vegetationslosen Wände und Felsen mit reichen Alaun- ausblühungen haben sicher in früheren Zeiten den Schmuck des Pflanzenkleides getragen und bewahrten in ihrem Innern vielleicht bestimmte Zerfallsstoffe auf bis auf die Gegenwart.

Der zur Bildung von Gips benötigte Kalk ist sicher weiter verbreitet als die Literatur über unser Gebiet angibt. Die Eibischsteine und Zschirnsteine sind sehr reich an Gips- ausscheidungen, wiewohl der Kalk an diesen Orten früher nicht aufgefunden worden ist. Dasselbe gilt auch von den meisten mir bis jetzt bekanntgewordenen Gipsstellen.

An verschiedenen Punkten erscheinen beide Neubildungen räumlich neben- und durcheinander, so ganz typisch am Rauschenstein bei Schmilka. Am Eibischsteine, an einigen Fundstellen des Kleinen Zschirnsteins, am Jungferenstein bei Rathen, am Goldsteig und am Kleinen Winterberge sucht man an den gewissermaßen ausgegipsten Decken vergebens nach Alaun, der dann in einem etwas höher befindlichen Horizonte sich einstellt. Warum das Sickerwasser an einer bestimmten Stelle Gips und nicht Alaun herausführt an die Oberfläche, ist eine Frage, die ohne genaueste Kenntnis der Gesteins- beschaffenheit an der betreffenden Örtlichkeit nicht beantwortet werden kann.

Wie Schwefelsäure und Ammonium, so können, mit Ausnahme des Aluminiums, schließlich alle Bestandteile der Neubildungen auf die Zerfallsstoffe der Pflanzendecke zurückgeführt werden. Beweise für eine solche Auffassung sind aber wohl kaum ohne weiteres herbeizuschaffen.

Als Ergebnis unserer Betrachtungen über die Herkunft der Komponenten der beschriebenen Neubildungen, Gips und Alaun, gilt:

1. Alle Stufen des Quadersandsteins enthalten Schwefelkies bzw. Markasit. Durch deren Zerfall bei Gegenwart von Luft und Wasser entsteht Schwefelsäure. Eine Zufuhr dieser Säure aus der Luft und aus den Humusstoffen ist ebenfalls wahrscheinlich.
2. Die Schwefelsäure wird vom zirkulierenden Wasser aufgenommen und erzeugt aus den Mineralbeständen des jeweiligen Bindemittels unter Hinzutritt von Ammoniak, das den

Zerfallsprodukten der Vegetationsdecke und der Luft entstammt, Alaun und, beim Vorwalten von Kalk, schwefelsauren Kalk.

3. Das Sickerwasser führt die neugebildeten Salze in gelöster Form an die Außenflächen und gibt bei seiner Verdunstung den Alaun in krustenförmigen Ausblühungen, den schwefelsauren Kalk als Gips in korallen- oder zapfenähnlichen Hervorragungen oder in Sinterwülsten, oder in weißen erdigen Bändern ab.

Der außerordentlich hohe Gehalt von Alaun in den frischen Abwitterungsstellen, wie er von mir an den Felsen der Bielraud bei Eiland mit 12,8 g auf 2 Quadratdezimeter Fläche festgestellt, auch in vielen Sickerwässern beobachtet wurde, ebenso die massenhaften Gipsausscheidungen dürfen nicht zu der Folgerung verleiten, daß eine derartige Konzentration der Sickerlösungen auch innerhalb des Gesteins vorhanden sein müsse. Der Gehalt an beiden Neubildungen nimmt gegen das Gesteinsinnere sehr rasch ab, ebenso sind die erwähnten Erosionsformen nur auf die Außenflächen beschränkt. Wir haben also allen Grund zu der Annahme, daß innerhalb der Gesteinskörper die chemischen Agentien zunächst in außerordentlich starker Verdünnung auftreten, und daß erst mit der Länge des Weges, der Innigkeit und Dauer der Berührung mit dem Bindemittel und der zunehmenden Annäherung an die Außenfläche die Konzentration zunimmt bis zu den beobachteten hohen Graden. Es ist ferner wohl anzunehmen, daß die zur Zeit der Beobachtung zugänglichen Mineralneubildungen nur einen Teil der überhaupt entwickelten Salze darstellen, und daß ein anderer, vielleicht noch größerer Bruchteil, mit vielleicht noch unbekannten löslichen Salzen, durch die zirkulierenden Wasser in tiefer gelegene Horizonte geführt bzw. in manchen Quellen zum Vorschein kommen wird. Die darauf bezügliche Literatur unseres Gebiets enthält leider nur recht dürftige Angaben.

In der Analyse der Schandauer Mineralquelle wird schwefelsaurer Kalk angegeben mit 0,0128 g auf 1 l Mineralwasser (Erl. z. S. Königstein-Hohnstein, S. 44).

Aus den Analysen einiger der wichtigsten Quellen der Sektion Großer Winterberg-Tetschen ist das Vorkommen von Sulfaten zu erkennen. Der Gehalt in Gramm ist bezogen auf 1 Liter Wasser.

1. Eisenquell des Josefsbades bei Obergrund: 0,0132, gebunden an K und Na.
2. Laubequelle: 0,0244, gebunden an Ca und Mg.
3. Wolfsborn bei Obergrund: 0,0042, gebunden an K und Mg.
4. Teichgrabenquell bei Biela: 0,00525, gebunden an K und Mg.
5. Kellborn bei Obergrund: 0,00289, gebunden an K und Na.

Der Gehalt an Chloriden schwankt in diesen Quellen von 0,0301 (Laubequell) bis 0,0079. Das Aluminium findet sich mit Ausnahme der erstgenannten Quelle in allen anderen Quellen<sup>1)</sup>.

Von besonderer Wichtigkeit für die Frage, ob die an der Oberfläche beobachteten Sulfate durch die Sickerwasser den Tiefenquellen zugeführt werden, scheint der Brunnen der Festung Königstein zu sein. Dieser Brunnen steht mit 152,47 m durchaus im Brongniartiquader. Seinen größten Wasserzufluß erhält er bei 139 m Tiefe aus 2 gegen N in festes Gestein vorgetriebenen Strecken von 7,8 und 8 m Länge. Die mir vorliegenden und durch die Güte der Königl. Festungskommandantur zur Einsicht überlassenen Wasserprüfungs-befunde gehen zurück bis 1884. Von 1904 bis gegenwärtig ist das Wasser regelmäßig und jährlich 2 bis 4 mal untersucht worden. Entsprechend ihrem besonderen Zwecke sind diese Untersuchungen leider nicht gerichtet auf die Feststellung der Metalle, mit Ausnahme des Kalkes, durch welchen die Härte des Wassers bestimmt wird. Immerhin ist aus den Befunden das Verhalten der Schwefelsäure und des Kalkes zu erkennen. Die sämtlichen in dem Originale angegebenen Werte sind umgerechnet auf 1 l Wasser und geben den Gehalt in Bruchteilen eines Gramms an. Bemerkenswert erscheint zunächst das neutrale Verhalten des Trinkwassers in allen Prüfungen<sup>2)</sup>.

Verschiedene kleine Quellen im Gebiete des Brongniartiquaders sind auffällig durch den charakteristischen Geschmack ihrer Wässer, obwohl nähere Untersuchungen darüber noch nicht vorliegen. So erwähnt schon der alte GÖTZINGER 1812 eine Quelle in der Gostge, unweit der Breiten Kluft bei Schmilka, mit auffallend bittrem Geschmack<sup>3)</sup>. An einer Quelle im Schleifgrunde bei Wehlen, linke Seite der Schlucht, kann man, namentlich im Sommer bei geringem Wassergehalte, einen

<sup>1)</sup> Erl. z. S. Großer Winterberg-Tetschen von BECK und HIESCH.

<sup>2)</sup> Hierzu Tabelle umseitig.

<sup>3)</sup> GÖTZINGER: Schandau und seine Umgebung, Dresden 1812, S. 343, Anm.

Gehalt des Trinkwassers aus dem Brunnen der Festung Königstein an  $\text{CaO}$  und  $\text{SO}^4$  in Gramm, bezogen auf 1 l.

Nr.	Jahr	Tag	CaO	SO <sup>4</sup>	Bemerkungen
1	1884	10. 9.	0,030	0,05	1. Der vorhandene Kalk reicht nicht aus zur Sättigung der Schwefelsäure. Da das Wasser stets neutral reagiert, so muß der Schwefelsäurerest an Magnesium, an Alkalien bzw. Aluminium gebunden sein.
2	1904	4. 6.	0,053	0,095	
3	"	5. 9.	0,062	0,110	
4	"	8. 12.	0,062	0,110	
5	1905	2. 3.	0,0532	0,095	2. Das Wasser läßt starke Schwankungen in dem Kalk- und Schwefelsäuregehalt erkennen. Nr. 1 bzw. 18 und Nr. 17.
6	"	3. 6.	0,0537	0,096	
7	1906	27. 3.	0,050	0,091	
8	"	3. 7.	0,0378	0,0675	
9	"	7. 12.	0,058	0,105	3. Diese Schwankungen zeigen sich auch innerhalb eines Jahres. Nr. 17 und 18. Sie scheinen in Verbindung zu stehen mit den Niederschlagsverhältnissen.
10	"	17. 9.	0,058	0,105	
11	1907	26. 2.	0,054	0,084	
12	"	11. 6.	0,054	0,093	
13	1908	27. 3.	0,051	0,090	4. Der Festungsbrunnen übertrifft in dem Gehalte an Kalkerde und Schwefelsäure alle vorgenannten Quellen um ein ganz Beträchtliches. Ursache: die Größe des Einzugsgebietes.
14	"	26. 6.	0,048	0,086	
15	1909	18. 1.	0,039	0,070	
16	"	4. 3.	0,0366	0,065	
17	1910	21. 1.	0,088	0,1575	5. Die chemische Zusammensetzung seines Wassers kann nur erklärt werden damit, daß Alaun und Gips, die an der Außenfläche des Quadersandsteins auftreten, z. T. durch die Sickerwässer in den Brunnen geführt werden.
18	"	23. 9.	0,036	0,0630	
19	1911	28. 2.	0,064	0,115	

ganz auffallend adstringierenden Geschmack wahrnehmen, der anscheinend nicht an Eisensalze gebunden ist.

### Beziehungen der schwefelsäure- und sulfathaltigen Sickerwasser zur Verwitterung des Quadersandsteins.

Nach den bisherigen Anschauungen wird die Verwitterung des Quadersandsteins ganz vorwiegend als ein mechanischer Vorgang aufgefaßt, und zwar mit Hinweis namentlich auf die verschwindende Menge des Bindemittels, dessen Umänderungen ohne Bedeutung für die Gesteinsverwitterung bleiben sollen. Die charakteristische Waben- und Löcherverwitterung wurde lediglich als Wirkung der mechanischen Tätigkeit des Schwitz- und Sickerwassers betrachtet und eine chemische Tätigkeit dieses Wassers mit dem Hinweise auf das Fehlen von Stalaktiten- bzw. Stalagmitenbildungen in Abrede gestellt. Vergl. Anmerkung zu S. 439. Im Gegensatz zu diesen an-



gedeuteten bisherigen Anschauungen steht Obstr<sup>1)</sup>, der die Herausbildung der Kleinformen im schlesisch-böhmischen Kreidegebiete und auch in der Sächs. Schweiz den Sandstürmen postglazialer Wüstenwinde zuschreibt und weder einer mechanischen noch einer chemischen Arbeit der Sickerwasser einen nennenswerten Einfluß zugesteht.

Allen den bisher erschienenen Arbeiten über die Verwitterung im Quadergebiete ist selbstverständlich ihre Bedeutung zuzugestehen. Nur scheint mir, als ob die Natur mit ihren tausendfach verschlungenen Wegen hin und wieder doch nicht immer in ein bestimmtes Schema sich einfügen ließe. Die Bedeutung der mechanischen Kräfte des Sickerwassers, wie auch der verändernden und formenden Tätigkeit eines Wüstenklimas mit dem Sandgebläse seiner Stürme, tritt in unserm Gebiete allenthalben hervor, aber der Anteil chemisch wirkender Kräfte bei der Verwitterung ist unterschätzt worden. Die massenhaften Alaunausblühungen und die gleichfalls überall vorkommenden Gipsaussinterungen, in Verbindung mit den Eisenrinden, sind sprechende Zeugen von der chemischen Tätigkeit zirkulierender Wässer. Ausblühungen und Stellen frischer Sandabwitterung sind stets räumlich gebunden an die Austrittsstellen der Schwitz- und Sickerwässer. Der örtliche Zusammenhang dieser Erscheinungen deutet hin auf ein ursächliches Verhältnis. Der relativ hohe Gehalt an Schwefelsäure in diesen Wässern ist an sehr vielen Sicker- bzw. Austrittsstellen festgestellt. Die chemische Arbeit der Säure wird gesteigert in der Nähe dieser Austritte. Sie kann bei der Unlöslichkeit der Quarzkörner und der kieseligen Bestandteile des Sandsteins sich nur richten gegen das überall, wenn auch oft in ganz geringen Mengen vorkommende Bindemittel, namentlich bei toniger und kalkiger Beschaffenheit. Diesem wird Aluminium oder Calcium entzogen, und damit hört auch die Kraft der Bindung auf. Die nunmehr zwischen den Quarzkörnern aufwachsenden winzigen Alaunkryställchen treiben mit ganz bedeutender Sprengkraft jene voneinander, und als Endwirkung tritt auf der völlige Gesteinszerfall, der charakteristische Krümelsand, diese schwachfeuchte Mischung aus Quarz- und Alaunkörnern.

Erfolgt der Austritt der Feuchtigkeit in der Flächenfront, so entwickelt sich die Flächenabwitterung, zieht er sich

<sup>1)</sup> Obstr: Oberflächen- und Felsformen im Gebiete der schlesisch-böhmischen Kreideablagerungen, Mitteil. d. Geolog. Gesellschaft in Hamburg, Bd. IV, 1909, S. 183 ff.

räumlich zusammen auf gewisse Punkte, veranlaßt durch örtliche Verhältnisse im Gestein, auf einzelne Sickerstellen, so entstehen Löcher und Gruben, die Anfänge der Wabenbildung, schreitet die chemisch wirkende Sickerlösung in horizontal gerichteten, durch widerstandsfähigere Zwischenlagen (Gips) voneinander getrennten Bändern fort, so entwickeln sich die charakteristischen Steingitter.

Diese chemische Verwitterung wirkt bei Anwesenheit der Schwefelsäure und des Bindemittels ununterbrochen, solange genügend Feuchtigkeit vorhanden ist. Sie wird gesteigert im Frühjahr und zu anderen Jahreszeiten durch längeren Regenfall und nur vorübergehend unterbrochen durch langdauernde Trockenperioden.<sup>1)</sup>

Sind die Schwefelsäurebestände erschöpft, so kann die chemische Verwitterung nicht weiter fortschreiten. Der erreichte Verwitterungsgrad bleibt auf lange hinaus bestehen, oder andere Faktoren — mechanische Kräfte und die Vegetation — sind allein tätig.

Es ist kaum anzunehmen, daß die chemische Verwitterung nur in der Gegenwart ihre Rolle spielt. Nach aller Wahrscheinlichkeit waren die Schwefelkiesbestände, sowie andere Quellen der Schwefelsäure und die Bindemittel in früheren Zeiten reicher als jetzt, dementsprechend müssen auch die chemisch wirksamen Kräfte bei der Verwitterung des Quadersandsteins früher stärker gewesen sein als in der Gegenwart. Über den Anteil des Alauns an der chemischen Erosion des Sandsteines lagen bisher noch keine Beobachtungen vor. In seiner „Bodenkunde“ behandelt RAMANN den Einfluß von Salzen auf die Verwitterung ganz im allgemeinen und ohne Bezug auf den Alaun in treffender Weise, indem er schreibt: „Großen Einfluß gewinnen die löslichen Salze des Bodens, wenn sie in größerer Menge vorhanden sind, beim Verdunsten des Wassers konzentrierte Lösungen bilden und endlich auskrystallisieren. Hierdurch wird der Zusammenhang der Gesteine, zumal Kalk und Sandstein, gelockert. Die Folgen sind chemisch geringe Veränderung der Oberfläche, starke Zerstörung der inneren Teile der Gesteine. Zerbricht endlich die schwache Oberflächenschicht, so sind die innern Teile des Gesteins dem Angriff der Atmosphärrillen ausgesetzt und die Zerstörung dringt in das Innere vor und bildet Löcher und

<sup>1)</sup> In dem an Niederschlägen außerordentlich armen und abnorm heißen Sommer 1911 wurde die beschriebene chemische Verwitterung an vielen Stellen beobachtet.

Höhlungen. Es sind dies die bezeichnenden Formen der Verwitterung im Wüstengebiet, wo die Voraussetzungen für diese Verwitterungsform vielfach gegeben sind. In humiden Gegenden stehen frei hervorragende Felsmassen unter ähnlichen Einflüssen, und es ist anzunehmen, daß viele Sandsteine — (Quadersandstein) und Kalkfelsen zum Teil dadurch ihre eigenartigen Formen erlangen.“ (Bodenk. S. 70 u. 71). Nach E. KAISER<sup>1)</sup> geht der Zerfall des Stubensandsteins am Kölner Dom in ähnlicher Weise vor sich. Verantwortlich werden hierfür die sauren Rauchgase der Luft gemacht<sup>2)</sup>. Während also die Alaun- ausblühungen an unseren Sandsteinwänden die fortschreitende chemische Verwitterung äußerlich kennzeichnen, spielen die Ausscheidungen von schwefelsaurem Kalk entschieden eine ganz andere Rolle.

An allen von mir beobachteten Punkten wird der vom Gips durchsetzte Sandstein der Außenflächen zur festen, schwer wasserdurchlässigen Kruste. Die Sinterwülste und Rißausfüllungen des gleichen Minerals sind der Außenwirkung der Verwitterungskräfte schwer zugänglich und schützen, wie die Krusten, den damit durchsetzten und überdeckten Sandstein vor der Zerstörung. Die dazwischen befindlichen ungeschützten Sandsteinpartien fallen der von innen herauswirkenden chemischen Verwitterung rasch anheim, und so entsteht in vielen Fällen ein verschiedenfarbiges Relief mit weißen, gips- haltigen Hervorragungen in Rippen, Wülsten und Schalen und dazwischen befindlichen Furchen und Gruben des abwitternden Sandsteins. Ein ganz ausgezeichnetes Beispiel für diese konser- vierende Bedeutung des Gipses und die zerstörende des Alauns am gleichen Orte, außer später zu beschreibenden Punkten, ist eine kleine Höhle unweit des Diebskellers auf der Westseite des Kleinen Zschirnsteins. Die Decke dieser etwa  $2\frac{1}{2}$  m tiefen, am Eingange etwa  $1\frac{1}{4}$  m hohen Höhle ist weißen übergipsten, unregelmäßig verlaufenden, fingerbreiten Rippen verziert, zwischen welchen die zentimetertiefen Furchen gelben auswitternden Sandsteins verlaufen. Die kleinsten, erbsengroßen Sickerstellen sind durch weißen Gips völlig ver-

<sup>1)</sup> E. KAISER: N. Jahrb. f. Min. 1907 II, S. 42.

<sup>2)</sup> Nach einer mir durch Herrn Oberlehrer VOGEL in Pirna zur Verfügung gestellten Mitteilung eines Fachmannes haben die Sandstein- bauten in Chemnitz i. S. eine durch das Sandstrahlgebläse kaum an- greifbare feste, durch Staub und Ruß dunkelgefärbte Kruste, hinter welcher das Gefüge des Gesteins bis zu einer gewissen Tiefe allen Zu- sammenhang verloren hat. Offenbar eine Wirkung der sauren und ammoniakreichen Rauchgase in der bekannten Fabrikstadt.

stopft, größere dagegen randlich von Gipswülsten umgeben. Die dünne Kruste des Sandsteins in der Umgebung dieser Höhle ist gips- und alaunhaltig.

Ganz besonderes Interesse wecken die Beziehungen der Sickerlösungen zu den Außenflächen des Sandsteins durch die Bildung und Zerstörung von dünnen Rinden.

Soweit diese Außenflächen nicht in frischer Abwitterung begriffen sind, unterscheiden sie sich von der dahinter befindlichen Gesteinsmasse durch gleichmäßige Färbung, Glätte, größere Dichte und Festigkeit und unter der Lupe in der Regel durch das Auftreten feiner, hellgefärbter Sinterbildungen oder erdiger Überzüge. Beim Anschlagen zerspringen diese auffallenden Partien wie spröde Scherben und mit hellem Klingen (Basteiwände, Griesgrund, Gänse, Jungferenstein, Feldsteine, Pfaffenstein u. a. O.). Diese beschriebene abweichende Beschaffenheit setzt sich höchstens einige Millimeter fort in das Gesteinsinnere und macht ganz allmählich dem normalen Gefüge Platz. Die so gebildeten dünnen Krusten oder Rinden überziehen sehr oft große Wandflächen mit allen Unebenheiten, die Decken- und Sohlflächen vieler Überhänge. Sie kleiden die Zellen, Löcher und Höhlchen aus und bedecken alte, der rezenten Verwitterung nicht unterworfenen Steingitter. Durch organische Substanz oft dunkel gefärbt, erscheinen diese Rinden vielfach wie künstlich aufgelegte Dachpappen, namentlich dann, wenn sie in durchlöcherten Lappen und Fetzen mit ausgefranzten Rändern vom abwitternden Sandstein herabhängen. (Rauenstein, großer Überhang a. d. Nordseite u. a. O. Tafel XVIII.)

Durch ihre offenbar größere Widerstandsfähigkeit gegen zerstörende Außenkräfte bilden diese dünnen Rinden bis zu einem gewissen Grade Schutzdecken, ähnlich den bekannten Eisen- und Kieselrinden bestimmter Örtlichkeiten (Hoher Schneeberg, Nachbarschaft der Lausitzer Verwerfung, Lattengrund u. s. f.), die aber durch Färbung, viel größere Härte und Festigkeit ausgezeichnet sind, lediglich als Ausscheidungen von früheren Sickerlösungen betrachtet werden müssen und hinsichtlich der Häufigkeit und Verbreitung nur örtliche Bedeutung haben.

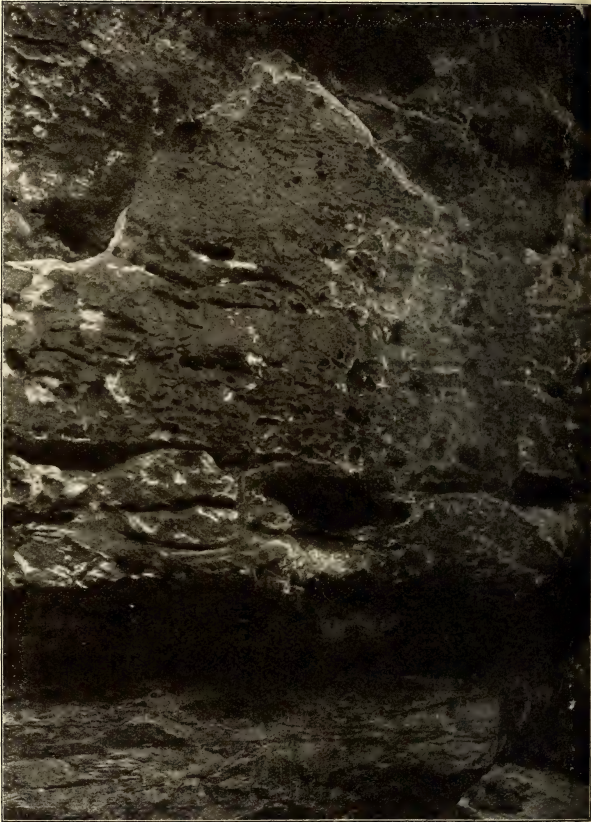
Beim Glühen des ersterwähnten Rindenmaterials verflüchtigt sich die organische Substanz mit charakteristischem Geruch, und der nunmehr weiße Rückstand aller Proben aus dem Brongniarti-, Labiatus- und Carinatensandstein erwies sich stets stark alkalisch, gab mit HCl eine starke Flammenfärbung nach Ca und stets die Reaktion auf Schwefelsäure.

Danach enthalten die dünnen Rinden des Sandsteins eine bestimmte, örtlich stark wechselnde Menge von schwefelsaurem Kalk.

Dieser aber kann nur von innen heraus durch das Schwitz- bzw. Sickerwasser der Außenfläche zugeführt worden sein. Eine andre Erklärung ist nicht möglich. Es spielt also an der Außenfläche der zwischen den Quarzkörnern abgelagerte, diese selbst gewöhnlich als dünne Haut überziehende Gips die Rolle eines sekundär gebildeten Zements, genügend fest, um die Wirkung äußerer Erosionskräfte zu verlangsamen. In der Tat ist an allen Wandflächen mit ausgegipstem Sandsteine ohne gleichzeitige Anwesenheit von Alaun, wie solche häufig zu treffen sind, die Wirkung rezenter Erosion nicht zu beobachten. Es verhindert die mit der Zeit immer dichter werdende Rinde aber auch schließlich den Austritt des Schwitzwassers und durch vollkommene Auszementierung der Löcher, Narben, Zellen und aller sonstigen Sickerstellen denjenigen des Sickerwassers. Die davon betroffenen Sandsteinkomplexe erscheinen dann zu allen Jahreszeiten trocken. Die das Gestein gefährdenden Lösungen kommen an solchen Stellen nicht an die Außenfläche. Der Verwitterungsvorgang ist unterbrochen. Typische Stellen hierfür sind zu finden an den elbseitigen Basteiwänden längs der „Rahmhanke“, im Griesgrunde, am Feldstein und namentlich am Jungferenstein (Talwächter) bei Rathen. Die Wandstellen der durch ihren malerischen Ausblick berühmten Durchfahrt an letzterem sind vollkommen ausgegipst, darum trocken und alaunfrei. Erst weit oberhalb der Deckenwölbung setzt die charakteristische Alaunverwitterung wieder ein mit Absprengen von Teilen der Gipsrinden. Eine ganz ähnliche Stelle findet sich auf der Südseite des Rauschentores bei Schmilka. Eine längs einer Kluft abgesunkene Wand liegt schräg gegen den stehengebliebenen Flügel. Die Innenseiten der so gebildeten „Durchfahrt“ sind vollkommen ausgegipst und dadurch bisher vor jedem atmosphärischen Angriff gesichert<sup>1)</sup>. An anderen Orten freilich ist die Schutzwirkung der beschriebenen dünnen Krusten nicht ausreichend gegen die Zerstörung des Gesteins von innen her. Das Schwitzwasser bzw. Sickerwasser dringt vor gegen die Rinde. Die Auskrystallisation des Alauns erfolgt dann innerhalb des Sandsteins, unmittelbar hinter der Rinde. Durch die damit verbundene Volumvergrößerung und

<sup>1)</sup> Auch das bekannte Prebischtor bei Herrnskretsch und ähnliche Gebilde scheinen so entstanden zu sein.





Aufnahme von BEYER.

Fig. 4. Rauenstein, Ostseite.

Wand in frischer Lochverwitterung begriffen. Herausquellender Alaun-  
sand und Ausblühungen auf den frischen Sprenglöchern der dunkel-  
gefärbten, gipshaltigen „Schutzrinde“.



durch die sprengende Kraft der Alaunkryställchen wird der Zusammenhang der Quarzkörner gelockert. Die Rinde bläht sich stellenweise förmlich auf, blättert ab in oft wunderlich durchbrochenen, hellklingenden Scherben, und aus den so entstandenen Öffnungen quillt förmlich der alaunhaltige Krümel-sand hervor. So wird durch den Alaun die durch den Gips gebildete „Schutzrinde“ wieder zerstört. Das abwechselnde Spiel dieser Vorgänge, der Bildung und Zerstörung von Rinde, ist typisch dargestellt an einem Felswandel in den Ostwänden des Griesgrundes bei Rathen, nicht leicht zugänglich, ferner im Hirsegrunde bei Rathen, am Rauensteine, an dem Felsen rechts vom Stufenaufgange von Rathen bzw. Weißig her, Figur 4. Die Ostwand dieses letztgenannten Felsens ist in voller Auflösung begriffen. Ein kleiner Rest alter Rinde über Waben-zellen hängt links oben. Der größte Teil der Wandfläche oberhalb des Überhanges ist überzogen mit einer hellgrauen durchgipsten jüngeren Rinde, zerrissen und vielfältig durch-löchert. Aus allen Öffnungen aber quellen hervor die Aus-blühungen und der Krümel-sand. Deutliche Aufblähungen dieser Rinde reißen schon bei schwachem Fingerdrucke auf und entwickeln sich zu neuen Öffnungen mit nachquellendem alaun-haltigen Sande. Ähnliche prächtige Beispiele bietet der große Über-hang am Fuße des Kleinen Winterberges, unweit vom Wappen-stein, sowieder Goldsteig und der Rauschenstein bei Schmilka. Als Ergebnisse für die Beziehungen der Sickerwasser zur Ver-witterung und Erosion im Quadersandstein der sächsischen Kreide gilt nach den im vorstehenden beschriebenen Beobachtungen:

1. Die Entwicklung der charakteristischen und bekannten Kleinformen im Quadersandstein der Sächsischen Schweiz, der Waben, Steingitter, Löcher und Höhlchen, ist in erster Linie auf chemische Verwitterung zurückzuführen. Die mechanischen Kräfte — Temperaturwechsel, Spaltenfrost, Wasserausspülung, Windschliff und Sandgebläse, auch postglazialer Zeiten — und die Vegetation wirken nur sekundär und unter-stützend.

2. Diese chemischen Vorgänge sind an die Gegenwart zirkulierender Wässer gebunden, welche freie Schwefelsäure enthalten. Sie be-stehen zunächst in der Zerstörung des Binde-mittels im Sandstein durch Entziehung von Aluminium, Calcium und Kalium und in der Neu-bildung von Kali-Ammoniumalaun und Gips.

3. Die neugebildeten Stoffe werden durch das Lösungsmittel gegen die Außenflächen des Sandsteins geführt und hier infolge allmählicher Konzentration der Lösung durch Verdunstung ausgeschieden.

4. Die Ausrystallisation zahlloser winziger Alaunoktaeder innerhalb des Sandsteins ist mit einer kräftigen Sprengwirkung verbunden, als deren Endergebnis der Auseinanderfall der Quarzkörner und die Bildung von alaunhaltigem Krümelsand anzusehen ist.

5. Der gebildete Gips imprägniert an den Außenflächen den ursprünglich porösen Sandstein und kittet als Zement die Quarzkörner fest zusammen. Er füllt ebenso Sickerrisse, Sickerlöcher und andere Sickerstellen aus, überrindet wulst- und krustenförmig seine Austrittsstellen und wirkt durch die dadurch gebildeten festen Rippen, Rinden und sonstigen Zementierungen konservierend für den Sandstein. Die Richtung dieses Schutzes geht zunächst gegen die von außen her wirkenden mechanischen Kräfte. Der Gips veranlaßt in bestimmten Fällen aber auch eine Änderung in der Bewegungsrichtung der zirkulierenden Lösungen und wirkt dann auch konservierend gegen die Zerstörung von innen heraus.

6. Die chemische Verwitterung kann erst zum Stillstand kommen, wenn in dem betr. Gesteinskörper der Schwefelsäurevorrat und die zu den Neubildungen benötigten Bestandteile des Bindemittels aufgebraucht sind.

Als leicht erreichbare und besonders eindrucksvolle Belegstellen sind zu nennen für die chemische Verwitterung der Rauenstein bei Pötzscha, Osthälfte, auf der Süd- und Nordseite, der Goldsteig zwischen Zeughaus und Großem Winterberg mit den zahlreichen Überhängen der ausgedehnten Wandfluchten, sowie der Rauschenstein bei Schmilka. Für die konservierende Wirkung der Gipsrinden sind typisch die Überhänge auf der Westseite des Kleinen Zschirnsteins am oberen Ringwege, der Jungferenstein und die Überhänge der elbseitig gelegenen Basteiwände. (Der zu letzteren

führende Steig, die „Rahmhanke“, ist nicht leicht und nur mit Vorsicht zu begehen. Anfang beim Tiedgestein<sup>1)</sup>).

Als angenehme Pflicht erachte ich es, Herrn Geh. Hofrat Prof. Dr. KALKOWSKY, Herrn Oberbergrat Prof. Dr. BECK, sowie den Herren LOCHNER und RÖHL für gegebenen Rat und freundliche Unterstützung, namentlich auch meinem treuen Mitarbeiter bei den chemischen und photographischen Arbeiten, Herrn BRUNO LEHMANN, meinen besten Dank auszusprechen.

Dresden-Plauen, am 21. April 1911.

### Nachwort.

Zwischen dem Abschlusse dieser Arbeit (Ende April 1911) und der Drucklegung verstrich mehr als ein Halbjahr. Und so konnte ich eine inzwischen erschienene Abhandlung über ähnliche Erscheinungen am Buntsandsteine des Pfälzerwaldes<sup>2)</sup> nicht textlich genügend verwerten. In dieser trefflichen, mit zahlreichen ganz vorzüglichen Bildern ausgestatteten Arbeit beschreibt Herr HÄBERLE rezente Verwitterungsformen, die in allen Stücken denen der sächsischen Kreide völlig gleichen. Herr HÄBERLE findet, allerdings im Gegensatz zu meinen Beobachtungen, die Verwitterungserscheinungen namentlich auf der Süd- und Südostseite. Als Ursache betrachtet er mit HETTNER die Sickerwasser (Seite 204 und 202) und namentlich deren mechanische Arbeit in Verbindung mit den Atmosphärien und der Vegetation. Jedoch fehlen auch nicht Hinweise auf chemische Wirkungen (Seite 205 und 206), für welche freilich exakte Beobachtungen nicht beigebracht werden konnten. Alaun und Gips aufzufinden in den Sandsteinen des Pfälzerwaldes, wie im Buntsandstein überhaupt, ist sonach eine Aufgabe der Zukunft. Ich bezweifle nicht, daß beide Neubildungen dort gefunden werden in ähnlichen Beziehungen zur Kleinerosion wie in den Sandsteinen der sächsischen Kreide. Auch über die Beziehungen der Kleinerosion zu der Entwicklung der Großformen wird hoffentlich die Zukunft bald Klarheit bringen.

<sup>1)</sup> Ein ganz großartiges Beispiel der konservierenden und erodierenden Tätigkeit der beiden Neubildungen, Gips und Alaun, sind die jenseits der Landesgrenze zwischen der Silberwand und Rainwiese befindlichen kilometerlangen, mächtigen Wandfluchten, namentlich die Flügelwände, durch den malerischen „Gabrielensteig“ bequem zugänglich gemacht.

<sup>2)</sup> HÄBERLE: Über Kleinformen der Verwitterung im Hauptbuntsandstein des Pfälzerwaldes. Heidelberg 1911, WINTERS Universitätsbuchhandlung.

## 11. Die Insel Ithaka.

von Herrn Carl RENZ.

Hierzu die geologische Karte Tafel XIX.

Unter den Ionischen Inseln zieht nach Korfu<sup>1)</sup>, dem landschaftlich reizvollsten Glied der westhellenischen Inselkette, besonders Ithaka die Aufmerksamkeit der Orientfahrer auf sich, Ithaka, die auf den blauen Fluten des Ionischen Meeres schwimmende Felseninsel, durch die Sage geschmückt, unserer Vorstellung seit Jugend vertraut als Heimat des Odysseus.

Nach der neuerdings viel erörterten DÖRPFELDSchen Theorie scheint nun allerdings das heutige Ithaka diesen Ruhm an das nördlichere Leukas abgeben zu müssen.

Wenn auch die Odysseusfrage vom geologischen Standpunkte aus — soweit es überhaupt möglich ist — erst bei der Darstellung von Leukas näher besprochen werden kann, so bietet doch Ithaka, was den rein geologischen Stoff anlangt, eine Fülle wichtiger Ergebnisse, die unsere Vorstellung über den Bau und die Schichtengliederung der Ionischen Zone in wünschenswerter Weise erweitern.

Durch mehrere Publikationen<sup>2)</sup> habe ich schon zu zeigen versucht, daß die Sedimente, die die westgriechischen Gebirge aufbauen, nicht ausschließlich aus Kreide und Eocän bestehen, wie früher mit wenigen lokalen Ausnahmen allgemein angenommen wurde, sondern daß auch älterer Jura und Trias einen beträchtlichen Anteil daran besitzen. Das Verbreitungsgebiet von Kreide und Eocän wird demnach in der Ionischen Zone wesentlich eingeschränkt.

<sup>1)</sup> Die geologische Monographie Korfus mit geol. Karte ist ebenfalls fertiggestellt und wird demnächst erscheinen.

<sup>2)</sup> CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Paläontol. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 213—301 u. vor allem CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der österr. geol. Reichsanstalt 1910, Bd. 60, Heft 3, S. 421—636.—Hinsichtlich meiner weiteren, meist kleineren Mitteilungen verweise ich auf das Literaturverzeichnis am Schlusse der vorliegenden Abhandlung.

Um einmal die Verteilung der mesozoischen Formationen an einem Beispiel zu erläutern sei ein kleines abgeschlossenes Gebiet auch kartographisch genauer dargestellt.

Ihrer Größe und Lage nach, sowie durch die minimale Verbreitung des Neogens schien hierzu in erster Linie die Insel Ithaka geeignet.

Es lag also weniger in der Absicht des Verfassers, eine Detailkarte von Ithaka zu liefern, als vielmehr ein Übersichtsbild in eben erwähntem Sinne zu geben.

Dementsprechend ist bei der vorliegenden geologischen Skizze nicht dieselbe Genauigkeit zu erwarten, wie etwa bei Aufnahmen in unseren Gegenden, um so weniger als ja auch das schwierig zugängliche Gelände und die beschwerliche Art des Reisens in Griechenland bei einer solchen Arbeit in Berücksichtigung zu ziehen sind.

Manche Teile der Insel habe ich aus Mangel an Zeit nicht mehr besuchen können und es war somit bei Herstellung der Karte auch der Kombination ein erheblicher Spielraum gelassen. Ich kann naturgemäß die Verantwortung nur für die von mir begangenen, aus der nachfolgenden Lokalbeschreibung ersichtlichen Strecken übernehmen.

Bei meinem ersten Besuch der Insel Ithaka im März 1903 lagen schon verschiedene Vorarbeiten vor.

Die älteren Untersuchungen von DAVY<sup>1)</sup> und ANSTED<sup>2)</sup> waren durch die PARTSCHsche Monographie<sup>3)</sup> bereits überholt worden.

J. PARTSCH stützte sich bei der Gliederung der Sedimente Ithakas auf die NEUMAYRSche Einteilung<sup>4)</sup> des Mesozoicums auf dem westgriechischen Festland.

NEUMAYR unterschied dort einen „unteren“ und einen „oberen Kreidekalk“ mit einem dazwischenliegenden Komplex von Schiefen und Sandsteinen, dem sogenannten Macigno, der seinerseits bisweilen einen „mittleren Kalk“ einschließt.

J. PARTSCH bezeichnete im Anschluß hieran die Kalke des Merovigli und Neritos als untere Kalke, die Flyschgesteine zwischen den Buchten von Aphales und Polis als Macigno und die Kalke des Neion (Kavellares) als obere Kalke.

Es sei noch erwähnt, daß M. NEUMAYR die Gesamtmasse der Kalke Ithakas zu seinen unteren Kalken rechnete.

Im folgenden Abschnitt werde ich der speziellen Beschreibung

<sup>1)</sup> DAVY: Notes and observations on the Ionian Islands. London 1842.

<sup>2)</sup> ANSTED: The Ionian Islands in the year 1863. London 1863.

<sup>3)</sup> J. PARTSCH: Kephallenia und Ithaka. PETERMANN'S Mitteil., Erg.-Heft 98, Gotha 1890, S. 5–8.

<sup>4)</sup> Denkschr. Akad. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1880, Bd. 40.

der Insel eine kurze allgemeine Darstellung meiner eigenen stratigraphischen Gliederung des ionischen Mesozoicums voranstellen.

### **Allgemeiner Überblick über die am Aufbau der Insel Ithaka beteiligten Sedimente, ihr Alter und ihre Lagerungsverhältnisse.**

Da die Schichtenfolge der Juraformation im westlichen Griechenland in großen Zügen bereits erörtert worden ist, kann ich mich hier im Hinblick auf meine vor kurzem erschienene stratigraphische Hauptarbeit<sup>1)</sup> kürzer fassen.

Ithaka gehört ebenso wie Korfu, Leukas und das diesen Inseln gegenüberliegende Festland der Ionischen Gebirgszone oder dem Ionischen Faciesgebiet an. Die die Insel aufbauenden Sedimente wurden folgendermaßen eingeteilt:

1. Die älteste Bildung Ithakas ist ein grauer Dolomit, der auch auf Leukas und auf Korfu in der Obertrias auftritt (Saprovunodolomit) und hier im Hangenden mit weißen dickgebankten Kalken in Verbindung steht.

Die gleiche Erscheinung wiederholt sich auch auf Ithaka, wo diese weißen, teils schon etwas krystallin gewordenen Kalke ebenfalls recht verbreitet sind.

In meinen früheren Publikationen habe ich diese Kalkmassen der Kürze halber als „Dachsteinkalke“ bezeichnet.

Wenn ich den alpinen Namen „Dachsteinkalk“ in die griechische Stratigraphie übertrage, so soll damit keineswegs gesagt sein, daß sich die obertriadischen Kalkmassen Griechenlands und der Alpen nun auch in ihrem stratigraphischen Umfang gerade entsprechen, sondern ich wollte lediglich die habituelle Ähnlichkeit jener beiderseitigen Kalkentwicklung zum Ausdruck bringen. Die hellenische Kalkfacies reicht bis zum mittleren Lias hinauf.

Nach E. MOJSISOVICS dehnt sich die alpine Dachsteinkalkfacies ebenfalls in den Jura hinein aus; ich kann jedoch hier nicht weiter auf die alpinen Verhältnisse eingehen und muß mich mit dem einfachen Hinweis auf die Ansicht dieses um die Erforschung der alpinen Trias so hochverdienten Forschers bescheiden.

Ich möchte hier nochmals betonen, daß man die ionische Kalkentwicklung des Obertrias und Rhaets usw., um eine viel-

---

<sup>1)</sup> CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanstalt. 1910, Bd. 60, Heft 3.



leicht nicht jedem zusagende Anwendung alpiner Namen in der griechischen Stratigraphie zu vermeiden, auch als Pantokrator-kalke bezeichnen kann (nach einem typischen Vorkommen auf Korfu). Die obertriadisch-rhätischen weißen Kalke der Ionischen Zone, die auch in der Argolis wiederkehren, enthalten einerseits Megalodonten und Gastropoden, andererseits auch Korallen (u. a. *Stylophylloopsis caespitosa* FRECH, *Phyllocoena decussata* REUSS, *Thecosmelta* div. spec.), am häufigsten jedoch Gyroporellen, so daß man in letzterem Falle genau genommen von einer Gyroporellenfacies der Dachsteinkalke reden müßte.

Bei den Gyroporellen dürfte es sich besonders um *Gyroporella aequalis* GÜMBEL und *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL handeln.

In Italien treten ähnliche Kalkmassen mit Gyroporellen auf (Gran Sasso, Monte Gargano), die hier als *Gyroporella triasina* SCHAUR. zitiert und als rhätisch angesehen werden. In der ionischen Kalkentwicklung sind, da sie in den Lias hineinreicht, natürlich auch rhaetische Anteile enthalten und manche der ionischen Gyroporellenkalken mögen genauer genommen mit den rhätischen Gyroporellenkalken Italiens ident sein. Die Struktur der griechischen Gyroporellen ist indessen infolge der mehr oder minder kristallinen Beschaffenheit der obertriadisch-liassischen Kalkentwicklung meist nicht mehr mit der zu einer spezifischen Bestimmung erforderlichen Deutlichkeit erkennbar.

Bei der petrographischen Ähnlichkeit und dem Ineingreifen der Megalodonten — Gastropoden — der Korallen- oder der Gyroporellenföhrnden Partien ist mir eine strenge Trennung dieser Bildungen nicht möglich gewesen. Vielleicht wird die genauere Untersuchung der betreffenden Kalkdistrikte zu weiteren Unterscheidungen kommen.

Ebenso ist auch die chronologische Grenze zwischen Kalk- und Dolomitfacies unbekannt.

Im allgemeinen habe ich aber in der Ionischen Zone wahrnehmen können, daß die Dolomite das Liegende der Kalke bilden, wenn sie sich vermutlich auch in horizontaler Richtung partiell gegenseitig ersetzen dürften.

Von älteren Triasbildungen sind in der Ionischen Zone schwarze, karnische Carditakalke bekannt. Da die Carditakalke bisher aber nur als Erosionsklippen in jugendlichem, wohl quartärem Schuttland angetroffen wurden, so vermag ich über ihr Lagerungsverhältnis und ihre Beziehungen zu den wohl höheren Dolomiten nichts Näheres anzugeben.

Während somit die Untergrenze der obertriadischen ionischen Kalkmassen fraglich ist, steht ihre Oberkante wenigstens im großen und ganzen fest.

2. Im Bereiche der hier näher betrachteten Kalkentwicklung der Ionischen Zone fanden sich an mehreren Punkten von Epirus, Korfu, Kephallenia usw. Brachiopoden des mittleren Lias, die der mediterranen, mittelliassischen Aspasiafauna angehören.

Diese Funde sprechen für ein Andauern der in Frage stehenden Kalkfacies bis zur Untergrenze des Oberlias.

Während gegenüber von Ithaka, und zwar am Avgos auf Kephallenia, weiße liassische, auch Cidaritenstacheln und spärliche Zweischaler enthaltende Brachiopodenkalke vorkommen, sind in der gleichen Kalkfacies der Insel Ithaka selbst vorerst noch keine Brachiopodenführenden Partien bekannt.

Dagegen habe ich auf der Halbinsel Schinos, bei Mina Malapanu, eine beim ersten Anblick an Geröllbreccien erinnernde Gesteinsbildung angetroffen, die reichlich Brachiopoden enthält, wie z. B.:

*Spiriferina angulata* OPPEL,  
*Spiriferina decipiens* BOESE und SCHLOSSER,  
*Spiriferina obtusa* OPPEL,  
*Leptaena fornicata* CANAVARI,  
*Koninckodonta Geyeri* BITTNER,  
*Rhynchonella pusilla* GEMMELLARO,

sowie diverse Species aus dem Verwandtschaftskreis der  
*Terebratula rheumatica* CANAVARI,  
*Waldheimia cerasulum* ZITTEL.

Die bei Mina Malapanu gefundene *Spiriferina angulata* OPPEL gleicht einer aus dem südtiroler Mittellias beschriebenen<sup>1)</sup> Abart dieser Form.

Die Gruppe der *Waldheimia cerasulum* ZITTEL umfaßt eine vielgestaltige Formenreihe. Die äußere Formenähnlichkeit mancher griechischen Stücke mit gewissen Spirigerellen aus der Dyas der indischen Salt Range ist unverkennbar. Solange die innere Organisation jedoch unbekannt ist, muß diese Frage in Schwebe bleiben. Die Untersuchung hierüber ist zurzeit noch nicht abgeschlossen. Die Struktur der Schale stimmt bei meinen griechischen Exemplaren mit den von STEINMANN aus dem epirotischen Mittellias abgebildeten Stücken überein; das gleiche gilt auch für *Koninckodonta Geyeri* BITTNER.

Auf den Kalkschalen der bei Mina Malapanu gesammelten Brachiopoden zeigen sich öfters Korrosionserscheinungen; die Füllmasse einzelner Exemplare ist brauner bis grauer Kiesel, sonst gelblicher oder grauer Kalk.

<sup>1)</sup> Palaeontographica Bd. 46, Taf. 18, Fig. 20, 23, 25.

Der Faciesbeschaffenheit nach denkt man bei den Brachiopoden führenden Bildungen zunächst an eine transgressive Erscheinung ohne Diskordanz; ihre Entstehung ist aber wohl unter denselben Sedimentationsverhältnissen, die auch im ionischen Oberlias herrschten, vor sich gegangen.

3. Die oberliassischen Ablagerungen Ithakas bestehen, wie in der Regel im Ionischen Faciesgebiet, aus bunten Mergeln und tonigen knolligen Kalken, die auch hier in struktureller Hinsicht meistens einen konglomerat- oder vielmehr geröllbreccienartigen Habitus aufweisen und am besten als Knollenkalke bezeichnet werden können.

Vorherrschend sind rote, aber auch gelbe und graue Farbentöne.

In früheren Arbeiten habe ich mich bereits ausführlich über jene eigenartige petrographische Beschaffenheit der knolligen Bildungen des westhellenischen Lias und unteren Doggers geäußert und kann daher hier auf jene Ausführungen verweisen. Auf Ithaka erreichen die roten oder gefleckten konkretionären, z. T. plattig abgesonderten Oberliasschichten eine ziemliche Festigkeit und werden für Bauzwecke gebrochen.

Der westhellenische Oberlias zeichnet sich an zahlreichen Aufschlüssen durch seinen reichlichen Gehalt an Ammoniten aus, besonders die knolligen Schichten, während die mehr tonigen und leichter zerbröckelnden oder blättrigen Partien fossilärmer sind. Auch die Erhaltung der Ammoniten läßt dann zu wünschen übrig. An den Vorkommen Ithakas konnte ich ebenfalls verschiedene oberliassische Ammonitenspecies sammeln; ebenso ist auch *Posidonia Bronni* VOLTZ in den roten Oberliasbildungen der Insel relativ häufig.

In meiner stratigraphischen Hauptarbeit<sup>1)</sup> habe ich bereits einen Überblick über die Zusammensetzung der oberliassischen Tierwelt Griechenlands gegeben; es seien aber auch hier nochmals die wichtigsten Faunenelemente wiederholt:

<i>Hildoceras bifrons</i> BRUG u. Var.	<i>Hildoceras Escheri</i> HAUER
<i>Hildoceras Levisoni</i> SIMPSON	<i>Hildoceras Mercati</i> HAUER
<i>Hildoceras Saemanni</i> OPPEL	<i>Hildoceras Tirolense</i> HAUER
<i>Hildoceras Erbaense</i> HAUER	<i>Hildoceras Bayani</i> DUM.
<i>Hildoceras boreale</i> SEEBACH	<i>Hildoceras quadratum</i> HAUG
<i>Hildoceras comense</i> BUCH u. Var.	<i>Hildoceras rheumatisans</i> DUM.
<i>Hildoceras nodosum</i> HANTKEN	<i>Hildoceras serpentinum</i> REIN.

<sup>1)</sup> Carl RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Palaeozoicum. Jahrb. d. österr. geol. R.-A. 1910. Bd. 60, Heft 3.

- Hildoceras Caterinae* PARISCH  
 u. VIALE  
*Hildoceras Lilli* HAUER  
*Hildoceras Chelussii* PARISCH u.  
 VIALE  
*Hildoceras algovianum* OPPEL  
*Hildoceras pectinatum* MENEGH.  
*Harpoceras bicarinatum* ZIETEN  
*Harpoceras subplanatum* OPPEL  
*Harpoceras falciferum* SOW.  
*Harpoceras fallaciosum* BAYLE  
*Harpoceras (Polyplectus) discoides* ZIETEN  
*Grammoceras toarcense* ORB.  
*Grammoceras antiquum* WRIGHT  
 mut. *Normaniana* ORB.  
*Grammoceras radians* REIN.  
*Grammoceras striatulum* SOW.  
*Haugia variabilis* ORB.  
*Haugia navis* DUM.  
*Haugia Eseri* OPPEL  
*Haugia Ogerienii* DUM.  
*Coeloceras annulatum* SOW.  
*Coeloceras anguinum* REIN.  
*Coeloceras Desplacei* ORB.  
 var. *mediterranea* RENZ.  
*Coeloceras crassum* PHIL.  
 mut. *mutabilecostata* PRINZ.  
*Coeloceras pettos* QUENST.  
*Coeloceras Liniae* PARISCH u. VIALE  
*Coeloceras crassum* PHIL.  
*Coeloceras aculeata* PARISCH u.  
 VIALE  
*Coeloceras Desplacei* ORB.  
*Coeloceras Mortiletti* MENEGH.  
*Coeloceras fibulatum* SOW.  
*Coeloceras subarmatum* YOUNG u.  
 BIRD. nebst var. *evoluta* QUENST.  
*Coeloceras Gemma* BON.  
*Phylloceras Nilisson* HÉBERT  
*Phylloceras Nilssoni* HÉBERT var.  
*selinoidea* MENEGH. emend.  
 RENZ.  
*Phylloceras Spadae* MENEGH.  
*Phylloceras heterophyllum* SOW.  
*Phylloceras Borni* PRINZ  
*Phylloceras Emeryi* BETTONI  
*Phylloceras frondosum* REIN.  
*Lytoceras cornucopia* YOUNG u.  
 BIRD.  
*Lytoceras rubescens* DUM.  
*Lytoceras dorcade* MENEGH.  
*Lytoceras spirorbe* MENEGH.  
*Lytoceras Cereris* MENEGH.  
*Lytoceras funiculum* DUM.  
*Lytoceras sepositum* MENEGH.  
*Lytoceras Capellinii* BETTONI  
*Hammatoceras Bonarellii* PARISCH  
 u. VIALE  
*Hammatoceras insigne* SCHÜBL.  
*Erycites Reussi* HAUER.  
*Paroniceras sternale* BUCH  
*Frechiella* n. sp.  
*Aptychus* div. spec.  
*Posidonia Bronni* VOLTZ,

sowie eine Reihe neuer Ammoniten-Arten.

Die paläontologische Bearbeitung der jurassischen Faunen Griechenlands bildet den zweiten Teil meiner in der *Palaeontographica* erscheinenden Monographie der mesozoischen Faunen Griechenlands.

Die Zusammensetzung der oberliassischen Fauna Griechenlands bleibt sich, ebenso wie die petrographische Entwicklung, überall gleich, sei es nun in Epirus, in Akarnanien, auf den Ionischen Inseln oder in der Argolis.

Die hier gesammelten Arten sind durchweg typische Vertreter des Oberlias; die hellenische Oberliasentwicklung

erinnert sehr an die der Apenninenhalbinsel und der Lombardei.

Ebenso wie in den Apenninen konnte auch im griechischen Oberlias keine subtilere Zonengliederung durchgeführt werden; die Faciesverhältnisse erfahren während der ganzen Dauer des Oberlias keinerlei Veränderung.

Es sei hierbei noch bemerkt, daß auch unter dem italienischen Oberlias ähnliche, der äquivalenten hellenischen Kalkentwicklung vergleichbare Kalkmassen lagern.

Die in Akarnanien, auf Korfu und in Epirus die roten tonigen und knolligen Oberliasbildungen lokal vertretenden schwarzen Posidonienschiefer (*Posidonia Bronni* VOLTZ) kommen auf Ithaka nicht vor, dagegen sind die Posidonien in den roten Knollenkalken und Mergeln verhältnismäßig reichlich enthalten, ebenso auch die winzigen kugeligen Bivalven, die die Posidonien der schiefrigen Bildungen bisweilen begleiten<sup>1)</sup>.

Die Posidonien der roten Oberliasmergel Ithakas gehören in der Regel der kleinen Varietät der *Posidonia Bronni* an. Die einzelnen Individuen sind jedoch lange nicht in jenen Massen zusammengehäuft, wie in den dunklen Posidonienschiefern und sie kommen vielfach mit Ammoniten zusammen vor. Größere Exemplare wurden am Kap Argastaries beobachtet. Auch sonst ist die große Varietät der *Posidonia Bronni* in der Faciesausbildung der roten Mergel und Knollenkalke selten; ich kenne sie noch aus den roten oberliassischen tonigen Kalken des Vyrostales in Inner-Epirus.

4. Über dem Oberlias folgen Kalke von ähnlicher knolliger Struktur und meist hellgrauer oder gelblicher Färbung.

Auf Ithaka sind die äquivalenten Schichten strukturell weniger konkretionär und plattig abgesondert. Die Platten werden in Steinbrüchen ausgebeutet.

Auch diese Bildungen, die die beiden Zonen des unteren Doggers, die Zone des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae*, repräsentieren, werden durch eine, allerdings nicht ganz so reichhaltige Ammonitenfauna charakterisiert, aus der ich zum Belege einige der wichtigsten Arten herausgreife:

<i>Parkinsonia</i> ( <i>Tmetoceras</i> ) <i>scissa</i>	<i>Erycites</i> <i>gonionotus</i> BEN.
BENECKE	<i>Erycites</i> <i>Partschii</i> PRINZ
<i>Erycites</i> <i>fallax</i> BEN.	<i>Erycites</i> <i>intermedius</i> PRINZ

<sup>1)</sup> Vergl. hierzu CARL RENZ: Über die Entwicklung des Mittellias in Griechenland. Verhandl. der österr. geol. R. A. 1911. Nr. 10. S. 237 bis 238.

<i>Dumortieria radians</i> BUCKMAN	<i>Erycites involutus</i> PRINZ
<i>Dumortieria radiosa</i> SEEBACH	<i>Coeloceras modestum</i> VACEK
<i>Dumortieria Dumortieri</i> THIOLL.	<i>Coeloceras norma</i> DUM.
<i>Dumortieria Lessbergi</i> BRANCA	<i>Lytoceras ophioneum</i> BENECKE
<i>Dumortieria evolutissima</i> PRINZ	<i>Phylloceras ultramontanum</i>
<i>Dumortieria evolutissima</i> PRINZ	ZITTEL
<i>mut. multicostata</i> PRINZ	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT var.
<i>Dumortieria insignisimilis</i> BRAUNS	<i>altisulcata</i> PRINZ
<i>Harpoceras opalinum</i> REIN	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT var.
<i>Harpoceras laeviusculum</i> SOW.	<i>medijurassica</i> PRINZ
<i>Harpoceras fluitans</i> DUM.	<i>Phylloceras perplanum</i> PRINZ
<i>Harpoceras Aalense</i> ZIETEN	<i>Phylloceras Boeckhi</i> PRINZ
<i>Harpoceras Murchisonae</i> SOW.	<i>Phylloceras Frechi</i> PRINZ
<i>Hammatoceras Lorteti</i> DUM.	<i>Phylloceras Loczyi</i> PRINZ
<i>Hammatoceras Alleoni</i> DUM.	<i>Phylloceras baconicum</i> HANTKEN
<i>Hammatoceras procerinsigne</i>	<i>Aptychus Helenae</i> RENZ (NOV.
VACEK	spec.)

In Anbetracht der Gleichartigkeit der Facies konnte eine Trennung der beiden unteren Doggerzonen nicht vorgenommen werden. Auf Ithaka sind diese Schichten wenig fossilreich.

5. Über diesen Bildungen des unteren Doggers folgen teils geschichtete helle Kalke, die öfters Aptychen, selten Ammoniten enthalten, teils plattige Kalke in Wechsellagerung mit Kiesellagen.

Aus den letzteren Bildungen entwickelt sich dann der in der ganzen Ionischen Zone weit verbreitete Hornsteinplattenkomplex der obersten Bayeuxstufe und der Bathstufe, der in seinem unteren Teile die charakteristischen Posidonienschichten enthält.

Da es sich um Bildungen der Tiefsee handelt, so könnten daran auch noch höhere Horizonte teilnehmen, obgleich ihr Vertikalumfang an sich nicht besonders bedeutend ist.

Auf Ithaka tritt die reine Hornsteinplatten-Entwicklung weniger hervor. Die kieseligen oder auch tonigen Dogger-Posidonienschichten wechseln hier meist mit Plattenkalken, eine Ausbildung, wie sie auch auf Korfu zum Teil im Paläospita-profil auftritt. Auf Ithaka werden die Posidonien führenden Schichten des Doggers bisweilen oolithisch.

Es sei hierzu noch erwähnt, daß auf der Pagania-Halbinsel in Epirus eine rein kalkige Entwicklung der Dogger-Posidonienschichten Platz greift; das sind jedoch Ausnahmefälle, die Regel bildet die Hornsteinplattenfacies.

In den Posidonienschichten des Doggers lassen sich leicht zwei Arten unterscheiden, ein gröber und ein feiner ge-



streifter Typus, und zwar dürfte es sich hierbei um *Posidonia alpina* GRAS. und um *Posidonia Buchi* ROEMER handeln.

Verschiedentlich wurde die längliche *Posidonia Parkinsoni* QUENSTEDT beobachtet, häufiger auch Typen, wie sie unter dem Namen der *Posidonia ornata* QUENSTEDT in der Literatur beschrieben werden.

Zusammen mit den Posidonien finden sich manchmal Aptychen und *Rhynchoteuthis*.

Die Dogger-Posidonien-schichten der Ionischen Zone sind zunächst mit den zeitlich äquivalenten Südtiroler und sizilianischen Posidonien-gesteinen (Klausschichten) zu vergleichen. Ihre Unter-kante ist in Hellas bisher nur an zwei Aufschlüssen, auf Korfu und in dem dieser Insel gegenüberliegenden epirotischen Küsten-gebiet, festgelegt; sie folgen hier konkordant über den auf Ithaka noch nicht bekannten Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum*, dürften also mit der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*<sup>1)</sup> beginnen.

Die reine Hornsteinplatten-Entwicklung dürfte indessen regional nach oben und unten hin etwas oszillieren, indem sich die Einschaltungen von Plattenkalken und Schiefern nach oben, bzw. der Hornsteinplatten nach unten teils früher, teils später einstellen.

Die Hornsteinplatten erliegen nun leicht der Verwitterung und zerfallen in einen äußerlich gelb oder gelbrod gefärbten Gesteinsschutt. Schon von weitem leuchten sie daher aus der Umgebung der eintönig grauen Kalkgebirge heraus und bieten so einen leicht kenntlichen und charakteristischen Leithorizont.

Nach oben zu geht die Hornsteinplatten-Entwicklung durch Aufnahme von eingeschalteten hellen Plattenkalken, Kalkschiefern und schiefrigen Tonschichten in einen Komplex dieser Facies-elemente über, indem die einzelnen Glieder in reger Aufeinanderfolge abwechseln.

Öfters herrschen die Hornsteine, ein wichtiges Element dieser Facies, derart vor, daß sie, ebenso wie in der tieferen Region, ausschließliche Hornsteinkomplexe bilden können.

Die einzelnen Glieder dieser Bildung verketteten sich durch Wechsellagerung und Übergänge zu einer Einheit so verschiedenartig sie auch auf den ersten Blick erscheinen mögen.

Diese Faciesausbildung, die der Kürze wegen nach einem typischen Vorkommen auf Korfu mit dem zusammenfassenden

<sup>1)</sup> Die neben anderen *Stephanoceren*, *Oppelien*, *Phylloceren* und *Lytoceren* auch *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. enthaltenden Ammonitenkalke konnten immerhin noch etwas über die durch diese *Stephanoceren*-Art gekennzeichnete Zone hinausgehen.

Namen „Viglaskalke“ bezeichnet wird, herrscht zweifellos im ganzen oberen Jura und dauert wohl auch noch während der unteren Kreideperiode an.

Makroskopisch sichtbare Versteinerungen sind in dieser ganzen Schichtenserie selten. Bisweilen begegnet man einmal einem undeutlichen Ammonitenabdruck; häufiger sind schon Aptychen und an manchen Punkten auch Halobienartige Zweischaler, die sonst in einem petrographisch ähnlichen, oberjurassischen Hornsteinbänderkalk Dalmatiens, den sogenannten Lemesschichten, vorkommen und als *Aulacomyella problematica* FURLANI beschrieben werden. Ähnlich berippte Schalen bildet QUENSTEDT als *Monotis lacunosae* aus dem weißen Jura  $\gamma$  ab. Da bei meinen Exemplaren kein deutlicher Schloßrand erhalten blieb, so konnte ihre Zuweisung zu *Aulacomyella problematica* nur unter einigem Vorbehalt erfolgen.

Diese Schichten sind auf Ithaka an mehreren Punkten ermittelt worden.

Unter den Aptychen der oberjurassischen Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies wären u. a. folgende Typen anzuführen:

- Aptychus lamellosus* PARK.,
- „ *punctatus* VOLTZ,
- „ *Beyrichi* OPPEL,
- „ *latus* OPPEL,
- „ *laevis* QUENSTEDT.

Über dem genannten Schichtenkomplex der Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies folgt dann der graue, dickgebankte oder massige Rudistenkalk von dem gewöhnlichen, meist etwas brecciösen Aussehen der Rudistenkalke der Ionischen Zone.

Bisweilen wird auch der Rudistenkalk noch durch die Gesteine der Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies vertreten. Auf Ithaka herrscht der reine Rudistenkalk.

Der Rudistenkalk geht nach oben in den in der Regel mehr plattigen Nummulitenkalk über. Der Nummulitenkalk schließt öfters Schnüre und Knollen von Hornstein ein. In solchen grauen Hornsteinknollen wurden auf Ithaka, ebenso wie auf Leukas, schön erhaltene Nummuliten und Alveolinen beobachtet.

Das Hangende der Nummulitenkalke bildet auch hier, wie überall in der Ionischen Zone, der Flysch.

Der Flysch, der voraussichtlich zum Teil bereits dem Oligocän angehört, nimmt ebenfalls noch am Aufbau Ithakas teil, wenn er auch nur wenig verbreitet ist.

Die obere Grenze der Nummulitenkalke ist daher vorerst ebenso wenig fixiert, wie der genaue stratigraphische Umfang des

Ionischen Flysches. Eine eigentliche Diskordanz innerhalb des Flysches wurde in der Ionischen Zone bis jetzt nicht beobachtet.

Zwischen Flysch und Neogen liegt dagegen eine stets scharf ausgeprägte Diskordanz.

Das Neogen ist auf Ithaka, wie schon gesagt, nur untergeordnet entwickelt.

Die Faltung der beschriebenen Schichtenfolge ist in der Zeit zwischen den letzten Absätzen des Flysches und der ältesten Bildungen des hellenischen Miocäns erfolgt. Das Neogen des unterhalb Levki gelegenen Küstenstreifens, das ich nicht untersucht habe, liegt nach PARTSCH horizontal. Die Gipse und die sie begleitenden Mergel auf der Westseite der Aphalesbucht sind stark aufgerichtet; es läßt sich aber bei den vorliegenden kleinen Neogenfetzen für sich allein genommen nicht entscheiden, ob durch die Wirkungen der Faltung oder der Bruchbildung.

Das letztere ist das wahrscheinliche, denn auf Grund neuerer Untersuchungen nehme ich heute an, daß eine auf Korfu und in Akarnanien vermutete jungpliocäne Faltung nicht mehr stattgefunden hat. Die Schichtenbiegungen im Neogen, die darauf hinzuweisen schienen, sind wohl eher auf Flexuren als Begleiterscheinungen der jungtertiären bis quartären Bruchperiode zurückzuführen.

Diese jugendliche Bruchbildung hat auch im Relief der Insel Ithaka, wie überall in der Ionischen Zone, ihre markanten Spuren zurückgelassen.

Die Insel Ithaka zerfällt, wie man schon beim ersten Blick auf die Karte erkennt, in zwei Teile, die nur durch einen schmalen Isthmus miteinander in Verbindung stehen.

An die nördliche Inselhälfte schließen sich noch zwei kleinere Halbinseln an. So ist die Gruppierung des Stoffes schon von selbst gegeben.

Die südliche Inselhälfte ist eine Antikline, deren Achse beim Fortschreiten von Norden nach Süden aus der Nord-Südrichtung in die West-Ostrichtung umbiegt.

Der Kern der Antiklinen, der aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk besteht, ist bei der Hauptstadt Vathy bloßgelegt.

Gegen das Zentrum der Falte zu sind auf beiden Seiten der Achse staffelförmige Einbrüche erfolgt; auch sonst sind Längsverwerfungen keine seltene Erscheinung.

In den beiden Schenkeln folgen dann über dem Dachsteinkalk die jurassischen und cretacischen Schichtenglieder, und zwar ist die Schichtenfolge im westlichen Schenkel vollkommener erhalten, als im östlichen, wo der Rudistenkalk nur noch in kleinen Resten an den äußersten Kaps (Kap Ithaki und Kap Sarakiniko) vorhanden ist.

Über dem Rudistenkalk des Westschenkels folgt noch der Nummulitenkalk mit dem darüberlagernden schmalen Flyschband Pisaëto — Bucht von Molo.

Um bei dem kleinen Maßstab die Übersichtlichkeit der Kartenskizze nicht zu gefährden, wurde davon Abstand genommen, alle die verschiedenen Längsverwerfungen auch graphisch zum Ausdruck zu bringen, und zwar wäre dies auch insofern erschwert gewesen, als der Dachsteinkalk (vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone) mit dem Lias und Dogger in einer Farbe vereinigt wurde. Mehrere Grenzlinien des vorliegenden Kartenbildes sind daher schematisiert worden.

Der Isthmus ist ein stark verworfener und gestörter Gebirgsgrat. Er liegt etwa in der geradlinigen Verlängerung der in Akarnanien (zwischen Bumisto und Hypsili Koryphi) auf Kalamos-Kastos und Atokos beobachteten Verwerfungszone.

Die nördliche Inselhälfte stellt eine im wesentlichen N—S orientierte Syncline dar. Den Kern der Synklinen bildet die Flyschzone zwischen den Buchten von Aphales und Polis, deren synklinale Struktur im Grunde der Bucht von Aphales deutlich aufgedeckt ist.

Zum Ostflügel der Synklinen gehört der Hauptkörper des nördlichen Inselteiles, sowie die ihn nach Norden bis zum Kap Marmakas fortsetzende Halbinsel. Die Flyschzone von Aphales—Polis wird an ihrem Ostrand von den Nummuliten- und tieferen Rudistenkalken des breiten Neritosplateaus und ihrer Verlängerung bis zum Kap Joannis und Kap Marmakas unterlagert.

Zwar verhüllt das schichtungslose Karstplateau von Anogi die Struktur des Gebirges; auf seiner Ostseite fallen aber die älteren jurassischen bis obertriadischen Bildungen nach Westen zu unter die cretacischen Kalkmassen ein. An der Ostküste der nördlichen Inselhälfte wurden ebenfalls Längsverwerfungen beobachtet, die auch hier einzelne aus der normalen Lagerung herausgerissene Schollen trennen. Der Ostschenkel ist wesentlich flacher gelagert, als der Westschenkel, der in der Halbinsel von Exogi erhalten ist, die sich im Nordwesten an den Hauptkörper des nördlichen Inselteiles ansetzt. Hier treten die älteren, in normaler Folge bis zum Dachsteinkalk hinunterreichenden Schichten in steiler, zum Teil übergeneigter Stellung unter der Flyschzone Aphales—Polis hervor.

Die Dachsteinkalke, der Lias und die höheren Jurabildungen des Neïon (Kavellares) setzen sich auf Kephallenia in den Gebirgen von Samos, dem Avgos und den Kokkini Rachi, fort.

Das kephallenische Hauptgebirge, das ich einmal durch-

quert, aber noch nicht näher untersucht habe, dürfte nach den Aufnahmen von J. PARTSCH im wesentlichen aus cretacischen Gesteinen zusammengesetzt sein; doch scheint eine andere Facies zu herrschen.

Ithaka und auch der ebengenannte Gebirgszug von Samos auf Kephallenia gehören zum Ionischen Faciesgebiet, von dem ich bisher feststellte, daß es bis zum Akrokeraunischen Vorgebirge reicht, und vermute, daß es im Monte Gargano wieder hervortritt.

Sollte es sich bewahrheiten, daß das kephallenische Hauptgebirge einem anderen Faciesgebiet angehört, so läge der Gedanke nahe, in ihm die Fortsetzung Apuliens, d. h. der Halbinsel von Otranto, zu erblicken.

Zante stellt die Fortsetzung des kephallenischen Hauptgebirges dar; zur gleichen Zone gehören auch die Strophaden.

Die Kalke von Pylos, d. h. die Nummuliten-Rudistenkalke der westlichen messenischen Halbinsel, liegen indessen im Bereiche der Ionischen Zone.

Die mesozoischen Gesteine der Ionischen Zone bilden, wie ich schon in früheren Abhandlungen auseinandersetzte, das Substratum des ätolischen Flyschbandes, das sich auch durch den westlichen Peloponnes, allerdings mit Unterbrechungen durch Neogen, fortsetzt. Auf dem ätolischen Flyschband und dessen peloponnesischer Fortsetzung liegen dann die mesozoischen Decken der Olonos-Pindoszone, die mit den bekannten von mir entdeckten, im wesentlichen karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten beginnen. Diese Decken sind von Osten, bzw. Nordosten, her auf den Flysch überschoben.

## 1. Die Südhälfte der Insel.

### a) Rundfahrt von Vathy um die südliche Inselhälfte nach Pisaëto und von da auf der Straße zurück nach Vathy.

Die Hauptstadt von Ithaka, Vathy, liegt im Grunde einer tief in den südlichen Inselteil eingreifenden Bucht, an die sich eine kleine fruchtbare Talebene anschließt. Die Bucht von Vathy wird im wesentlichen von den weißen, obertriadisch-liassischen Kalkmassen umschlossen, die als Dachsteinkalke vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone bezeichnet wurden (siehe Einleitung) und die ich auch im folgenden Text kurzweg als Dachsteinkalke anführen werde.

Auf der Ostseite der Bucht tritt indessen noch innerhalb der Stadt der im wesentlichen ältere obertriadische Dolomit hervor. Der Dolomit oder vielmehr dolomitische Kalk Ithakas gleicht in



seinem Aussehen vollständig dem obertriadischen Saprovdolomit von Korfu; er ist grau, meist ungeschichtet, teils aber auch in dicken Bänken abgesondert. Etwas nördlich der den Strand begleitenden Häuserzeile findet sich auf der Ostseite des Hafens von Vathy ein Rest der roten Oberlias-schichten. Es handelt sich um dieselben Bildungen, wie sie überall in diesem Niveau in der Ionischen Zone vorkommen.

Die Oberliasbildungen sind an dieser Stelle sehr tonreich und enthalten vorzugsweise, wenn auch nicht gerade reichlich, die kleine *Posidonia Bronni* VOLTZ.

Steigt man von diesem Punkt aus ostwärts in einer Tal-schlucht aufwärts, so gelangt man aus dem roten Oberlias in den schon erwähnten Dolomit, dann wieder in den gleichen Oberlias, der seinerseits von den üblichen Doggerbildungen überlagert wird.

Zwischen Dolomit und Oberlias gehen daher Verwerfungen hindurch, d. h. der Oberlias ist gegen den Dolomit abgebrochen.

Der Dogger fällt nach Osten zu ein. In höherem Niveau finden sich auch hier wieder hornsteinreiche Plattenkalke. Die Schichtflächen der kieseligen Zwischenlagen sind mit den Posidonien des Doggers bedeckt (*Posidonia alpina* GRAS, *Posidonia Buchi* ROEMER). Es liegen hier dieselben Bildungen vor, wie sie im Paläospitaprofil auf Korfu an der Basis der reinen Hornsteinkomplexe des oberen Doggers auftreten.

In höherem Niveau folgen in dem Hügelland im Osten des Hafens von Vathy noch weitere Glieder der Hornstein-Plattenkalkfacies. Es handelt sich, wie schon mehrfach erwähnt, um jene dünn-schichtigen Kalksteine, welche mit Hornsteinlagen und schiefrigen Tonschichten durchschossen sind (Viglaskalke).

Bei der Ausfahrt aus dem Hafen von Vathy steht an der Ostseite der sich hier schlauchförmig verengernden Bucht Dachsteinkalk an (Dachsteinkalke vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone). Aus den gleichen Kalken setzt sich das Gegengestade, d. h. die Hügel östlich der Dexiabucht und das Inselchen Katzurbo, zusammen.

Beim Kap H. Andreas streichen die dickgebankten Dachsteinkalke N—S bis N 20 West und fallen 45° nach West bzw. Südwest<sup>1)</sup>. Die Südwestküste der Schinosbucht besteht ebenfalls aus Dachsteinkalk, der demnach die ganze Halbinsel zwischen den Buchten von Vathy und Schinos aufbaut.

<sup>1)</sup> Bei den im speziellen Teil angeführten Streichrichtungen handelt es sich stets um observiertes Streichen.



Die gleiche Beobachtung macht man längs der Straße von Vathy nach Schinos, die bis zur Südostecke der Schinosbucht im Dachsteinkalk läuft; an den Hängen im Süden hiervon lagern die östlich geneigten Schichten der Hornstein-Plattenkalkfacies (also ebenfalls eine Verwerfung oder Verschiebung).

Die Landzunge im Osten der Schinosbucht setzt sich aus den über den ionischen Dachsteinkalken folgenden Oberlias- und Doggerbildungen zusammen. Der Oberlias besteht auch hier aus den roten, grauen oder gefleckten, tonigen Knollenkalken und Mergeln, die die kleine *Posidonia Bronni* VOLTZ und die übliche oberliassische Ammonitenfauna enthalten, wie z. B.

*Hildoceras Lilli* HAUER,

*Hildoceras Mercati* HAUER,

*Hildoceras comense* BUCH,

*Haugia variabilis* ORB.,

*Harpoceras radians* REIN. (*Grammoceras*),

*Phylloceras Nilssoni* HÉBERT u. a. m.

Die Ammoniten sind hier bei weitem nicht so reichlich vertreten, wie auf Leukas, auf Korfu oder an manchen epirotischen und akarnanischen Oberlias-Vorkommen. Die aufgesammelten Stücke genügen jedoch zur Altersbestimmung vollkommen.

Die strukturell ähnlichen, hier mehr plattig abgesonderten, gelblichen Kalke des unteren Doggers haben gleichfalls einige Ammoniten geliefert, wie *Erycites gonionotus* BENECKE, *Dumortieria Dumortieri* THIOLL. usw. In höherem Niveau treten ebenfalls plattige Kalke auf.

Oberlias und unterer Dogger kommen sowohl beim Kap Schinos (Streichen N—S bis N 5 West; Fallen ca. 30—45° nach Ost), wie auch etwas weiter östlich bei der Lokalität Mina-Malapanu (Steinbrüche) vor.

Bei Mina-Malapanu fällt der Oberlias mit 45° gegen Osten (Streichen N—S); die Schinos-Halbinsel wird deshalb ebenfalls von Verwerfungen durchsetzt, d. h. die Oberliasbildungen beim Kap sind im Verhältnis zu denen bei Mina-Malapanu abgesunken.

Bei Mina-Malapanu finden sich auch jene liassischen Brachiopodenschichten, die ich bereits in der Einleitung hinreichend charakterisiert habe. Die roten Oberliasbildungen und der überlagernde Dogger überqueren die schmale Landzunge und ziehen an der Ostseite der Schinosbucht entlang.

Bei der Weiterfahrt gegen das Kap Ithaki zu folgen über dem unteren Dogger, wie schon erwähnt, plattige Schichten und dann die Hornstein-Plattenkalkfacies des oberen Juras

und der unteren Kreide, die am Kap Ithaki vom Rudistenkalk überlagert wird. Man bemerkt in diesem Profil nicht die abschließlichen Horsteinplattenkomplexe des oberen Doggers.

Wie ich bereits hervorhob, dürften diese reinen Posidonien führenden Hornsteinkomplexe auf Ithaka nicht die bedeutende Entwicklung erlangen wie anderwärts im Ionischen Faciesgebiet, da die Dogger-Posidonien im Osten der Bucht von Vathy in einem Komplex von wechsellagernden Plattenkalken und Kiesel-schichten beobachtet wurden. Andererseits könnten aber auch zwischen Mina-Malapanu und Kap Ithaki weitere Längs-verwerfungen vorkommen, wie sie bereits schon auf der Schinos-Landzunge angetroffen wurden.

Am Kap Ithaki liegen über ca. 10 Meter mächtigem Rudistenkalk ungefähr 20 Meter im Umfang haltende dünn-geschichtete Kalke. Hierüber stellt sich erst der eigentliche Hippuritenkalk ein.

In der Richtung gegen die Schinosbucht zu wurden zwischen diesen obercretacischen Bildungen und der Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies grobe Konglomerate beobachtet. Die starke Dünung verhinderte ein Anlanden an dieser Stelle, so daß ich die Beobachtung nur aus der Ferne machen konnte und nicht in der Lage war festzustellen, ob es sich hier um eine Transgressionserscheinung ohne Diskordanz (Erosionsdiskordanz) oder um wieder zusammengebackene Brandungskonglomerate handelte.

Ich bemerke hierbei, daß Konglomerat-Einschaltungen auch sonst in der griechischen Kreide z. B. im Kiona- und Katavothragebiet vorkommen.

Auch das nächste Kap, Kap Sarakiniko, besteht aus Rudistenkalk (Streichen N—S; fallen 20—30° nach Ost).

Im Grunde der Bucht von Philiatro und auf der Nordseite der Kanelatabucht erscheint darunter die Hornstein-Plattenkalkfacies. Vom Kap Sarakiniko steuerten wir direkt auf die Insel Lygia zu, die, ebenso wie das ihr gegenüberliegende Gestade, aus Dachsteinkalk besteht. Fallen etwa 30° nach S (O 10 S), später flacher.

In der Bucht unterhalb der Arethusaquelle (Perapigadi) werden die lichten Kalkmassen, allerdings nur scheinbar, von gelben Hornsteinplatten in Verbindung mit Plattenkalken überlagert; es geht aber natürlich auch hier zwischen diesen Gliedern der oberjurassischen Hornstein-Plattenkalkfacies und den Dachsteinkalken eine Verwerfung hindurch, d. h. die ersteren sind abgesunken, bzw. die letzten haben sich gehoben.

Über den Hornsteinplatten der Bucht unterhalb Arethusa

folgen bei der Weiterfahrt längs der Küste bis zum Kap H. Joannis gleichsinnig fallende Hornsteine (meist von dunkelgrauer Farbe), Plattenkalke und Schiefer. Streichen am Kap H. Joannis W—O; Fallen  $45^{\circ}$  nach Süd. Diese bekannte Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies wird dann am Kap H. Joannis von einer etwa 10 Meter mächtigen Rudistenkalklage, die vom Korax herunterzieht, eingedeckt.

Über dieser Rudistenkalkschicht lagern auch hier wieder Plattenkalke (20 Meter) und dann bei der Kapelle H. Joannis die eigentlichen Hippuritenkalke (Streichen W—O; Fallen  $45^{\circ}$  nach Süd).

Vom Kap H. Joannis über die Bucht von Andri bis Pisaëto herrschen ausschließlich Rudistenkalke, die hier die Steilhänge der Westküste des südlichen Inselteiles aufbauen. Bei Pisaëto fanden sich bereits Nummuliten, so daß vermutlich auch an der Küste südlich von Pisaëto eocäne Nummulitenkalke auftreten. Die Nummuliten-Rudistenkalke setzen jedenfalls auch in der Hauptsache die Höhen des Merovigli, die ich nicht besucht habe, zusammen (Streichen zwischen Pisaëto und der Paßhöhe N 30 O, Fallen  $70^{\circ}$  nach NW, 2 km östlich Pisaëto N 25 O).

Der Paß zwischen dem Aëtos und dem Gebirge des südlichen Inselteiles verdankt seine Entstehung einem schmalen Flyschband, das den Nummulitenkalken von Pisaëto auflagert.

Jenseits des Passes, an dem Flysch ansteht, tritt die Straße oberhalb der Bucht von Molo in den unterlagernden Nummulitenkalk über, unter dem seinerseits beim Fortschreiten in östlicher Richtung Rudistenkalk hervorkommt. Es sind dies die Nummuliten-Rudistenkalke des Merovigli, die hier überquert werden.

Weiter gegen die Dexiabucht zu gelangt man dann in die Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies. (Streichen westlich der Dexiabucht N 10 W, Fallen steil nach West bis N 30 West, Fallen  $45^{\circ}$  nach Südwest.)

Oberhalb der Bucht von Dexia stehen die charakteristischen roten Oberliasbildungen (rote und graue bzw. gefleckte, tonige Knollenkalke und Mergel) und unterer Dogger an. Oben auf der Höhe bei den Windmühlen sieht man die roten Oberliasschichten von der vordersten Windmühle zum Meer hinunterstreichen. An der Kreuzung mit der Straße streichen die roten Oberliasschichten N 30 W, Fallen ca.  $60^{\circ}$  nach Südwest.

Im Oberlias und Dogger, die hier beide die normale petrographische Entwicklung zeigen, fanden sich Ammoniten der bereits in der Einleitung skizzierten Faunen (u. a. *Hammatoceras planin-*

*insigne* VACEK), sowie *Posidonia Bronni* VOLTZ. Die roten Oberliasbildungen setzen, wie gesagt, den Abhang oberhalb der Dexiabucht zusammen.

Oben am Paß bei dem Windmühlenhügel treten unter dem Oberlias die lichten Kalkmassen des Ionischen Dachsteinkalkes hervor. Abwärts gegen Vathy stellen sich jedoch nochmals jüngere Plattenkalke ein. (Streichen N 45 West, Fallen 60° nach S.W.) Es sind also auch hier tektonische Störungen wahrnehmbar, die darauf zurückzuführen sind, daß gegen die Bucht von Vathy zu Einbrüche stattfanden. Auf diese Weise ist es zu erklären, daß auch an der Straße von Vathy nach Pisaëto im Westen der Dexiabucht auf eine kurze Erstreckung hin nochmals die weißen unter dem Oberlias lagernden Kalkmassen zum Vorschein kommen<sup>1)</sup> (weißer, spatiger Kalk von etwas größerem Korn). Die südliche Inselhälfte ist, wie ich bereits bemerkte, eine Antikline, deren Kern bei Vathy bloßgelegt ist. Wir haben bei Dexia Längsbrüche vor uns, die jenen auf der entgegengesetzten Seite bei Schinos entsprechen.

Die Plattenkalkscholle zwischen Vathy und dem Windmühlenhügel von Dexia wurde auf der Karte nicht besonders ausgeschieden, und zwar erstens aus Gründen der Übersichtlichkeit und zweitens weil ihr Alter innerhalb der Juraformation nicht genau feststeht, d. h. es könnte sich sowohl um Kalke des Doggers, wie des Malm (Viglaskalke) handeln.

Weiter im Süden bzw. Südosten des Windmühlenhügels von Dexia herrschen die unter dem Oberlias lagernden hellen Kalkmassen, wie man am Wege von Vathy nach Perachorio beobachten kann.

Die Kalke werden hier z. T. als Bausteine gebrochen und fallen nach Südwest. (Oben im Süden von Kastro Streichen N 20 W, Fallen steil West.) Die Dachsteinkalke (vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone) sind hier, ebenso wie westlich der Dexiabucht und auch an manchen anderen Vorkommen der Insel, etwas körnig und nichtkrystallin verändert. Am Südwestausgang der Stadt wurde auch ein kleines, scheinbar von oben herabgerutschtes Stück Hippuritenkalk angetroffen.

#### **b) Von Vathy nach dem Korax.**

Südlich von Vathy führt die Straße zunächst durch den Dachsteinkalk der mit dem des Windmühlenhügels (im Südosten der Bucht von Dexia) zusammenzuhängen scheint.

Oberhalb Bruzi folgt die höhere Hornstein-Plattenkalkformation. Die Lagerungsverhältnisse sind dieselben, wie sie

<sup>1)</sup> Auf der Karte nicht besonders ausgeschieden.

in der Bucht unterhalb der Arethusaquelle beobachtet wurden, d. h. zwischen der Hornstein-Plattenkalkfacies (Viglaskalken) und den Dachsteinkalken geht eine Verwerfung hindurch. Infolgedessen ist hier der Oberlias und untere Dogger nicht mehr wahrnehmbar. (Streichen bei Bruzi N 60 W, Fallen 45° Südwest; südlich Bruzi W—O, Fallen Süd; nach dem Endpunkt der Straße N 70 West bis W—O; Fallen 20—35° nach Süd). In der Gegend von Bruzi biegen daher die Schichten allmählich nach Osten um und die Hornstein-Plattenkalkfacies hängt mit jener unterhalb der Arethusaquelle zusammen.

Die Koraxwand wird aus der etwa 20 m mächtigen Rudistenkalklage gebildet, deren Fortsetzung bei H. Joannis angetroffen wurde.

Vom Endpunkt der Straße kehren wir über Cherulakia und die Kapelle H. Ilias nach Vathy zurück. Der Weg kreuzt zuerst die Hornstein-Plattenkalkfacies von Bruzi, gelangt dann wieder in den Dachsteinkalk und später in den grauen dolomitisierten Kalk. Südöstlich oberhalb von Cherulakia kehren nochmals senkrecht aufgerichtete, hornsteinreiche dickgebankte Plattenkalke wieder und weiterhin Dachsteinkalk, der vor dem Steinbruch unterhalb der Kapelle H. Ilias in Dolomit übergeht.

Der Steinbruch unterhalb der Kapelle Hagios Ilias (südlich bzw. südöstlich von Vathy) ist in den roten, tonigen Oberliasschichten angelegt. Die roten knolligen Kalke sind an diesem Punkte etwas dichter und härter, als sonst und sondern sich in Platten ab, die im Bruche zu einem Sattel aufgewölbt sind. (Streichen N 10 West, Fallen 45° nach Ost auf der Ostseite des Aufschlusses). Darüber lagern die gelbgrauen, strukturell ähnlichen Kalke des unteren Doggers. Die Fauna besteht, wie immer, aus *Posidonia Bronni* VOLTZ und mehreren der schon oft genannten Ammonitenspecies.

Einige der Stücke sind schon in einer meiner früheren Abhandlungen zitiert und zum Teil auch abgebildet<sup>1)</sup>.

Von dem Oberlias-Dogger-Aufschluß von Hagios Ilias bis Vathy führt der Weg durch das Alluvialland der Ebene, die sich im Hintergrund der Bucht von Vathy ausbreitet.

Von Vathy gegen Kanelata zu herrschen zunächst Hornsteinreiche Plattenkalke (Viglaskalke), die vor der Höhe der Kapelle H. Konstantinos eine flache Aufwölbung zeigen. Abwärts gegen die Bucht von Kanelata zu halten zunächst noch die gleichen Bildungen an, in tieferem Niveau finden sich dann

<sup>1)</sup> CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch f. Min., usw. Beil.-Bd. 21, S. 237. Taf. 10, Fig. 2, 2 a; Taf. 12, Fig. 3.



(NNW von Kanelata) Hornsteinlagen mit Posidonien des Doggers. Diese Posidonien führenden hellgrauen Bildungen werden hier zum Teil oolithisch. Das Fallen der Schichten schwankt beträchtlich. (Streichen jenseits der Paßhöhe O 30 S, Fallen  $45^{\circ}$  NO; im Süden der Bucht S 20 O, Fallen  $45^{\circ}$  nach O; dazwischen N 30 W, Fallen  $45^{\circ}$  nach NO).

Unten an der Bucht wird der Küstensaum zu beiden Seiten aus Dachsteinkalk gebildet; weiter hinaus folgen die bereits erwähnten jüngeren Bildungen. Auf der Südseite der Bucht bildet der Dachsteinkalk eine Wölbung.

Der südliche Inselteil ist demnach zu einer Antiklinen aufgefaltet. Ihr Kern ist bei Vathy aufgeschlossen; ihre in der Gegend von Vathy Nord-Süd orientierte Achse biegt beim Fortschreiten in südlicher Richtung sukzessive nach Osten um. Wie wir jedoch auf allen begangenen Strecken gesehen haben, wird dieses an sich einfache Bild durch zahlreiche Störungen kompliziert; die vorliegende Kartenskizze ist daher in vieler Hinsicht schematisiert worden.

## 2. Der Hauptkörper des nördlichen Inselteiles.

Von Vathy nach Anogi — Stavros — Levki — Vathy — und Stavros — Phrikes — Mavrona — Kioni — Kap H. Ilias — Vathy.

Der nördliche Inselteil besitzt ebenfalls einen einfachen tektonischen Bau. Kompliziert ist hier nur der Isthmus, der ihn mit der südlichen Inselhälfte verknüpft. Das Flyschband, das zwischen der Molobucht und Pisaëto dem Nummulitenkalk des Merovigli auflagert, wird von den älteren Kalken des Aëtos durch eine Verwerfung geschieden. Steigt man von der im Flysch gelegenen Paßhöhe zum Aëtos hinauf, so gelangt man zunächst in die Hornsteinführenden Plattenkalke, die den Abhang gegen das westliche Meer zu bilden. (Streichen W—O, Fallen ca.  $45^{\circ}$  nach Nord).

Die Versteinerungen, die Davy hier in den tonigen Zwischenlagen der Hornstein-Plattenkalkentwicklung gefunden hat, waren also vermutlich entweder Posidonien oder Aulacomyellen. Der Gipfel des Aëtos besteht aus hellem Kalk, anscheinend Dachsteinkalk.

Beim Abstieg längs der Nordseite gegen die Bucht von Molo zu wurden an den Abhängen des Aëtos zweifelloso Dachsteinkalke festgestellt. Der Dachsteinkalk des Aëtos wäre also sowohl von den Hornsteinführenden Plattenkalken, wie von dem Flysch getrennt und würde einen Horst darstellen.

Unten an der von Vathy nach Stavros führenden Straße wurden dieselben Beobachtungen gemacht.



Nach der Abzweigung von der Route nach Pisaëto gelangt man aus dem Nummulitenkalk in den überlagernden Flysch, der angebaut ist, dessen Schichten unten am Meeresstrand aber deutlich aufgeschlossen sind.

Weiterhin steht am Grunde der Bucht von Molo der schon erwähnte Dachsteinkalk des Aëtos an. Die Straße erklimmt in Serpentinien die Kammhöhe von Agros, und zwar zunächst in steil aufgerichteten Hornsteinreichen Plattenkalken, die stark gewunden und gestört sind und vielfach senkrecht stehen. (Obs. Streichen N 30 W.) Diese Bildungen schlingen sich über die Kammhöhe auf die Westseite des Aëtos hinüber.

Kurz bevor sich die Straße zur anderen Inselseite hinüber wendet, wurde Hippuritenkalk beobachtet und bei Agros selbst wieder senkrecht stehender Plattenkalk (Streichen O 10 S).

Weiterhin folgt die Straße in Kalkbreccien dem ungemein steilen Westhang der Insel bis zur Abzweigung nach Stavros. Die Straße nach Anogi windet sich zunächst noch in Serpentinien aufwärts; bei den ersten Kehren im Dachsteinkalk, der bis zum Meer hinunterreicht, dann in Nummulitenkalken.

Wir haben also ein stark zerrüttetes Schollengebiet durchschritten, von nun ab werden aber die tektonischen Verhältnisse wesentlich einfacher.

Der Aëtos, d. h. der Isthmus zwischen den beiden Inselhälften, liegt in der Verlängerung der Störungszone, die ich bereits in Arkarnanien (zwischen Bumisto und Hypsili Koryphi), auf Kalamos und auf Atokos beobachtet habe.

Die Nummulitenkalke ziehen zum Neritos hinauf und bauen zweifellos die langgestreckte Kammhöhe auf.

Kurz bevor sich die Wege nach Kathara und Anogi teilen, streichen die gebankten Nummulitenkalke N—S und fallen ca. 45° nach West. Etwa in der Höhe des Klosters Kathara tritt die Straße in die tieferliegenden Hippuritenkalke über, die das ganze breite Hochplateau von Anogi zusammensetzen. Die Höhen im Westen bestehen jedenfalls aus den höheren Nummulitenkalken.

Die Rudistenkalke sind in der Regel ungeschichtet, von etwas brecciöser Struktur, durch die Verwitterung löcherig geworden und z. T. in mächtigen Blöcken abgesondert. Es ist eine typische Karstlandschaft, durch die der Weg nach Anogi weiterführt.

Bei Anogi ist der Rudistenkalk z. T. auch rein weiß und dichter und gleicht insofern den Rudistenkalken auf Kephallenia, z. B. bei Dilinata. Er enthält hauptsächlich Schalenfragmente von Hippuriten und Radioliten.

Von Anogi geht es in einem sich nach Norden zu öffnenden Tal abwärts, und zwar stets in den gleichen Rudistenkalken.

Beim Austritt aus diesem Tal wendet sich der Pfad um die nördlichen Abhänge des Neritos herum nach Westen und tritt kurz vor Stavros wieder in den höheren Nummulitenkalk ein.

Der Hippuritenkalk dagegen erstreckt sich über Vigla bis Phrikes und streicht von hier weiter nach Norden bis zum Kap Marmakas.

Die Straße von Stavros über Levki führt längs des westlichen Abbruches der Insel in den Kreidekalken, z. T. wohl auch schon im Eocän. Diese Kalke sind teils ungeschichtet, teils dickgebant, bisweilen auch in dünneren Lagen abgesondert. Vielfach herrscht auch Kalkbreccie und Gehängeschutt. Unterhalb Levki wird die Küste von einem Neogensaum begleitet, den ich nicht untersucht habe. Darin treten Gipslager auf. Wie das an einem solchen Abbruch erklärlich ist, unterliegt das Streichen und Fallen beträchtlichen Schwankungen. (Etwa 2 km südlich Stavros Streichen N—S, Fallen steil W; bei Levki N—S, Fallen  $10^0$  nach O; später aber auch horizontale Lagerung; oberhalb H. Joannis N 45 W, Fallen nach SW; oberhalb der Bucht nördlich Agros N 80 W, Fallen  $45^0$  nach S).

Der nördliche Inselteil bildet, wie gesagt, eine Synklinalität, bei der der östliche Schenkel wesentlich flacher gelagert ist, als der westliche.

Die Nummuliten-Rudistenkalkmassen des breiten Neritosmassives gehören zum östlichen Flügel über dem bei Stavros der Flysch lagert. Die älteren Bildungen sind diesem Bauplane zufolge am Ostabfalle des Neritosmassivs als Unterlagerung des Rudistenkalkplateaus von Anogi zu suchen.

Eine Küstenfahrt von Phrikes über Kioni zum Kap H. Ilias erwies die Richtigkeit dieser Auffassung. Auf der Strecke von Stavros nach Phrikes überquert man zunächst wieder die Nummulitenkalkzone des Neritos. Im Nummulitenkalk sind hier, ebenso wie auf Leukas, graue Kieselknollen eingeschaltet die gleichfalls tadellose Nummuliten und Alveolinen (*Alveolina ellipsoidalis* SCHWAG.) enthalten.

Vor Phrikes tritt darunter der Rudistenkalk als nördliche Fortsetzung des Rudistenkalkes von Anogi hervor. Das Windmühlenkliff am Hafen von Phrikes besteht aus typischem Rudistenkalk.

Im Norden von Phrikes zieht der Rudistenkalk in senkrechter Stellung in der Richtung gegen Kap Marmakas weiter. Nach dem Auslaufen aus dem Hafen von Phrikes bemerkt man zu beiden Seiten der Bucht die senkrecht aufgerichteten

Schichten der Hornstein-Plattenkalkfacies als Liegendes der Rudistenkalke von Phrikes.

Bei Mavrona wiegen die Kieselgesteine etwas vor und enthalten die schon erwähnten Halobien artigen Zweischaler<sup>1)</sup> die ich trotz Unkenntnis des Schloßbrandes infolge der großen habituellen Ähnlichkeit der Berippung, Skulptur und Schalenform provisorisch zu der oberjurassischen *Aulacomyella problematica* FURLANI gestellt habe.

Gleiche Schichten fand ich auch schon im Kessel von Perithia auf Korfu und bei Paganía an der epirotischen Küste.

Die *Aulacomyellen*-führenden Kieselgesteine sind hellgrau bis weißgelblich, verwittern aber, ebenso wie die tieferen Posidonienhornsteine des Doggers, zu einem gelben Gesteinsschutt aus eckigen Stücken.

Die Halbinsel Akrotiri besteht aus obertriadischem grauem Dolomit oder vielmehr dolomitisiertem Kalk, während im Westen der Bucht von Mavrona auf kurze Distanz hin die unter dem Oberlias lagernden Kalkmassen zum Vorschein kommen.

Die *Aulacomyellen*-führenden Kieselgesteine von Mavrona werden demnach durch diese Dachsteinkalkzone von der eigentlichen Hornstein-Plattenkalkfacies östlich Phrikes getrennt.

In den Grenzzonen gegen den Dachsteinkalk, die somit gleichzeitig Verwerfungszonen entsprechen, wurden zahlreiche Brocken der roten Oberliasablagerungen beobachtet.

Dieselben Lagerungsverhältnisse kehren in der Bucht von Kioni wieder.

Im Grunde der Bucht von Kioni lagert unterhalb der Kapelle Evangelistria ein Rest der roten, tonigen und knolligen Oberliasschichten mit *Posidonia Bronni* VOLTZ, *Phylloceras Nilssonii* HÉBERT usw. Darin kommen auch graue und gefleckte Partien vor. Über dem Oberlias haben sich noch Teile der höheren Bildungen erhalten.

Nach Osten zu stehen zu beiden Seiten der Bucht die oberjurassischen Hornsteinreichen Plattenkalke mit den schon erwähnten *Aulacomyellen*-Hornsteinen an, die von Mavrona über die Landzunge herüberstreichen. (Streichen auf der Südseite der Bucht N 45° W, Fallen 45° nach Südwest; Streichen auf der Nordseite der Bucht N 30° W, Fallen 60° nach Südwest.) Die Einfahrt in die Bucht von Kioni durchbricht den obertriadischen Dolomit der Akrotirihalbinsel, der seinerseits die Küste von Psigadi bis H. Ilias zusammensetzt. Südwestlich von H. Ilias lagert an der Küste über dem Dolomit der Dachsteinkalk, ohne

<sup>1)</sup> Östlich des Hafens, vor der ersten Windung der Straße.

daß hier die eingebrochene Zwischenscholle der oberjurassischen Hornstein-Plattenkalke mit den Aulacomyellen-Hornsteinen zum Vorschein käme.

Weiter gegen die Bucht von Molo zu folgt dann südwestlich fallender Viglaskalk, sodaß demnach zwischen Dachsteinkalk und den oberjurassischen Bildungen eine Verwerfung hindurchzieht und der Oberlias und Dogger hier fehlt. Über der Hornstein-Plattenkalkfacies ruht weiter gegen Südwesten zu ungeschichteter Rudistenkalk.

Auf der Ostseite des nördlichen Inselteiles treten daher die älteren jurassischen und obertriadischen Bildungen hervor. Zwischen dem Band der unter dem Rudistenkalk von Anogi lagernden Hornstein-Plattenkalkfacies (Viglaskalke) und dem Dachsteinkalk läuft ein Längssprung hindurch. Ebenso stellen die *Aulacomyellen*-führenden Hornsteine und Plattenkalke eine zwischen dem ionischen Dachsteinkalk und Dolomit eingebrochene Zwischenscholle dar.

### 3. Die nordöstliche Halbinsel von Ithaka.

#### Von Stavros über Phrikes — Phigalia — Kap Marmakas — Bucht von Aphales nach Stavros.

Im Norden der Häuser von Phrikes stehen, wie schon angegeben, senkrecht stehende Rudistenkalke an, die von Anogi bis zum Kap Marmakas durchstreichen. Auf der Nordseite der Bucht von Phrikes und längs der Ostküste folgen etwa bis zur Höhe des Eilandes H. Nikolaos senkrecht aufgerichtete Hornsteinreiche Plattenkalke und Hornsteine; es herrschen demnach die gleichen Lagerungsverhältnisse, wie am Gegengestade. Das Inselchen H. Nikolaos besteht aus steil gestellten Plattenkalken. In der nordwestlich von H. Nikolaos gelegenen Bucht von Aliki stehen die roten, tonigen und knolligen Kalke und Mergel des Oberlias an.

Die Faciesverhältnisse sind im Oberlias Ithakas stets die gleichen; *Posidonia Bronni* VOLTZ und einige Ammoniten lieferten auch hier den Altersbeweis. (Streichen der senkrecht stehenden Plattenkalke bei Aliki N 10 W.) Die Halbinsel von Korkali wird von Dolomit eingenommen, der die Fortsetzung des Dolomits von Akrotiri darstellt.

Auf der Nordseite der Korkali-Landzunge lagern über dem Dolomit auch Dachsteinkalke, über denen dann an dem letzten Versprung vor Kap Marmakas Oberlias und Dogger angetroffen wurden.

Bei Aliki streichen daher auch zwischen Oberlias und Dolomit Längsverwerfungen hindurch.

Die Oberliasschichten vor Kap Marmakas — es handelt sich um schlecht aufgeschlossene gelbe, tonige und knollige Kalke — haben gleichfalls einige Ammonitenfragmente geliefert. Der Raum zwischen diesen Bildungen und den Rudistenkalken, die beim Kap Marmakas beginnen, wird von den Hornsteinreichen Plattenkalken eingenommen, die von Süden, d. h. von der Bucht von Phrikes her, durchstreichen. Es handelt sich aber im allgemeinen um ein recht verworfenes Gebiet.

Vom Kap Marmakas bis zum Kap Hagios Joannis herrscht ungeschichteter Hippuritenkalk. Am Kap Joannis wird der Rudistenkalk dann von den besser gebankten Nummulitenkalken überlagert.

Vom Kap H. Joannis bis H. Saranta folgen wir einem beschwerlichen Pfad über der Steilküste der Aphalesbucht stets durch den ungeschichteten Hippuriten- oder den höheren Nummulitenkalk. Streichen etwa halbwegs zwischen H. Joannis und H. Saranta (unterhalb einer Mühle) N 20 W, Fallen steil nach West. Vor H. Saranta biegen die plattigen Kalke lokal mehr in die W—O-Richtung um.

Bei Hagios Saranta findet sich Nummulitenkalk, der gegen Westen zu vom Flysch überlagert wird. (Streichen bei H. Saranta N 30 Ost, Fallen 70° nach West.)

Von H. Saranta bis Stavros herrscht Flysch, der hier den Kern der Synklinen bildet, wie die am Grunde der Aphalesbucht aufgeschlossene Gebirgsstruktur zeigt. (Streichen der braunen Sandsteine an der Straßenabzweigung nach Kollieri N—S, Fallen steil nach West.) Zwischen H. Saranta und Stavros wird der Flysch, soweit ich es in dem angebauten und bewachsenen Gebiet bei der Durchfahrt übersehen konnte, z. T. auch von diskordant darüberlagerndem Neogen bedeckt.

#### 4. Die nordwestliche Halbinsel von Ithaka.

Von Stavros nach Polis — Kap Argastariés — H. Ilias nach Stavros — Exogi und auf den Neïon (Kavellares).

Die Straße von Stavros hinunter nach Polis führt meist im Nummulitenkalk. Die plattigen Kalke streichen oben an der Abzweigung der Straße N 45 Ost, Fallen 45° nach NW. Der Vorsprung im Westen der Polisbucht besteht aus grobem Konglomerat. Nördlich hiervon steht grauer Dolomit bzw. dolomitischer Kalk an, der hier an der Basis der Dachsteinkalke des Kavellaresstockes hervorkommt.

Weiterhin beteiligen sich an der Zusammensetzung des Küstensaumes bis zum Kap Argastariés teils Dachsteinkalk-



breccien, teils graublaue und gelbe neogene Mergel. Am Kap Kavellaris kommt auch schwärzlicher Gips vor. Auf der Südseite des Kaps Argasteries befindet sich ein guter Aufschluß der roten, tonigen und knolligen Kalke des Oberlias.

Die roten und rot und grau gefleckten, mergeligen und knolligen Partien enthalten besonders schöne Exemplare der hier reichlich auftretenden *Posidonia Bronni* VOLTZ.

Beim Oberlias des Kaps Argasteries handelt es sich um eine in der Verlängerung des Oberlias von Exogi herabgebrochene Scholle. Am Kap Argasteries und weiterhin bis zur Quelle Kyra Mario (Kyria Maria) wird die höhlenreiche Steilküste aus Dachsteinkalkbreccien gebildet.

Unterhalb H. Ilias erscheint, wie auf der entgegengesetzten Seite der Halbinsel, wieder Neogen, nämlich Gips, der mit schwarzem hartem Anhydrit in Verbindung steht, wie das auch beim neogenen Gips der Insel Korfu öfters beobachtet wurde. Der Gips ragt als scharfer Grat aus den weichen neogenen Gesteinen heraus; Buchteinwärts wurden feine Konglomerate, sowie gelbe und blaugraue Mergel und grau-grüne kalkige Sandsteine beobachtet.

Im Grunde der Bucht von Aphales steht, wie schon erwähnt, Flysch an, der hier eine ziemlich steile, aber deutliche Syncline bildet. Man gewahrt ferner, daß die Flyschschichten in recht steiler Stellung die Nummulitenkalke an der Ostküste der Aphalesbucht eindecken. Im Grund der Aphalesbucht enthalten diese Bildungen auch eine härtere konglomeratische Zwischenlage (Streichen in der Südwestecke der Aphalesbucht N 30 Ost, Fallen 70° nach Ost; in der Südostecke N 20 Ost, Fallen 70° nach West).

Der Flysch zwischen H. Saranta—Kollieri und Stavros wird, wie gesagt, z. T. auch von neogenen Bildungen überdeckt. (darunter graue Konglomerate und Mergel.)

Bei der Auffahrt nach Exogi tritt unter jenen Bildungen zunächst Hippuritenkalk hervor, unter dem dann bis Exogi die Gesteine der Hornstein-Plattenkalkfacies folgen. (Steil aufgerichtet, Streichen N 10 W.)

Westlich und nordwestlich von Exogi kehren in tieferem Niveau die Ablagerungen des Oberlias und Doggers wieder. Es handelt sich um die normale Faciesausbildung; nämlich im Oberlias um die roten, tonigen Knollenkalke und Mergel, die neben *Posidonia Bronni* VOLTZ die bekannten Ammoniten liefern.

Beim Aufstieg vom Dorf Exogi auf den Kavellares wurde u. a. auch ein loser *Harpoceras* (*Polypsectus*) *Kurrianum* OPPEL var. *Meneghinii* BONARELLI emend. RENZ (Fossiles du calcaire



rouge ammonitique [Lomardie et Apennin central] Lias supérieur Tafel IX, Fig. 1). Bei der Unkenntnis der Lobatur bleibt die generische Zuteilung unsicher aufgesammelt. Die Stammform liegt im allgemeinen tiefer als die ionische Oberliasfauna; das Gestein des aus Ithaka vorliegenden Steinkernes, ein lichtgrauer Kalk, deutet übrigens auch auf Mittellias hin. Nordwestlich von Exogi fand sich neben anderen Arten *Hildoceras* LILLI HAUER doch ist die Fossilführung der roten Knollenkalke und Mergel der Oberlias überall gering.

Der Kamm des Neïon oder Kavellares besteht aus Dachsteinkalk (vom stratigraphischen Umfang der ionischen Zone = Pantokratoralkalk), der von dem Oberlias-Doggerband von Exogi an seinem Ostrande begleitet wird. Die Höhen des Neïon sind von einigen Windmühlen gekrönt. (Streichen der Dachsteinkalke bei den Mühlen N—S bis N 10 Ost, Fallen senkrecht bis westlich geneigt.)

Die Dachsteinkalke des Kavellares setzen sich, ebenso wie die höheren liassischen und mitteljurassischen Ablagerungen, in gleicher Entwicklung in den Gebirgen von Samos auf Kephallenia, im Avgos und den Kokkini Rachi fort.

### Literaturverzeichnis.

1842. JOHN DAVY: Notes and observations on the Ionian Islands and Malta. Bd. I. London 1842.
1863. ANSTED: The Ionian Islands in the year 1863. London 1863.
1890. JOSEPH PARTSCH: Kephallenia und Ithaka. PETERMANN'S Mitteilungen, Ergänzungsband XXI, Nr. 98, S. 5—9.
1905. CARL RENZ: Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Zentralbl. f. Min. usw. 1905, Nr. 9, S. 259—264.
1905. CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. usw. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 213—301.
1906. CARL RENZ: Zur Kreide- und Eocän-Entwicklung Griechenlands. Zentralbl. f. Min. usw. 1906, Nr. 17, S. 541—549.
1906. CARL RENZ: Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Vortrag auf dem X. Internationalen Geologen-Kongreß zu Mexiko. Compt. rend., S. 197—209.
1906. CARL RENZ: Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrbuch der Österr. geol. R.-A. 1906, Bd. 56, S. 745—758.
1909. CARL RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Diese Zeitschr. 1909, Bd. 61, S. 202—229.
1909. CARL RENZ: Zur Geologie Griechenlands. Habilitationsschrift. Breslau 1909.
1910. CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrb. der österr. geol. R.-A. 1910, Bd. 60, Heft 3.
1911. CARL RENZ: Neue geologische Forschungen in Griechenland. Zentralbl. f. Min. usw. 1911, Nr. 8, S. 255—261 und Nr. 9, S. 289—298.

Manuskript eingegangen am 7. August 1911.]

## 12. Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen, mit besonderer Berücksichtigung des Rheintal-Grabens.

Von WILHELM SALOMON in Heidelberg.

Mit 7 Textfiguren.

### 1. Die gemeinen Klüfte.

Als „gemeine Klüfte“ will ich im folgenden im Gegensatz zu den „Harnischen“ alle Gesteinsspalten ohne Rücksicht auf ihre Bildungsart bezeichnen, deren Wandflächen keine Glättung besitzen. Hierher gehören also alle Diaklasen im DAUBRÉESchen Sinne, aber auch ein Teil seiner Paraklasen. Denn diese brauchen keineswegs immer eine Wandpolitur zu besitzen. Auch können sie eine ursprünglich vorhandene Politur durch Verwitterung wieder einbüßen. In diesem Falle aber wird man sie bei der Kartierung als gemeine Klüfte eintragen.

Unter den gemeinen Klüften werden wir ferner auch die drei Gruppen von Klüften antreffen, die ich als Druckfugen, Strukturfugen und Verwitterungsfugen bezeichnet habe<sup>1)</sup>. Denn nur ein kleiner Teil der Druckfugen pflegt als Harnisch entwickelt zu sein.

Von den 3 genannten, von mir unterschiedenen Typen der gemeinen Klüfte haben die reinen Verwitterungsfugen zwar oft eine sehr große praktische Bedeutung; aber sie geben uns, soweit sie wirklich rein, d. h. nicht durch die Gesteinsbeschaffenheit oder die Tektonik prädisponiert sind, im allgemeinen keine Auskunft, die eine systematische Messung und

---

<sup>1)</sup> Sitz. Ber. Kgl. Preuss. Akademie d. Wiss. Berlin 1899, S. 31 und „Steinbruch“, Jahrgang 1911, Heft 20, S. 227–228. — Es ist ausdrücklich hervorzuheben, daß keine meiner drei Gruppen sich genau mit einer der DAUBRÉESchen Gruppen deckt, „Paraklasen“ sind allerdings stets „Druckfugen“, aber nicht alle „Druckfugen“ sind „Paraklasen“.

Kartierung wichtig erscheinen ließe. Höchstens bei der Frage nach dem Mechanismus der Gletschererosion könnte es vorteilhaft sein ihrer Kartierung Zeit zu widmen, um festzustellen, wie weit die Auflockerung des Gesteines in inter- oder präglazialer Zeit geht, und wie weit die Fugenbildung unabhängig von der Form des Gesteinskörpers und der Tektonik, aber abhängig von den Oberflächenformen ist<sup>1)</sup>. Es ist z. B. strittig, ob die Klüftung des Finsteraarhorngranites im oberen Haslital Strukturklüftung oder Verwitterungsklüftung ist. C. SCHMIDT<sup>2)</sup> und BRÜCKNER<sup>3)</sup> halten dort die Klüfte für Verwitterungsfugen, während ich sie für Strukturfugen halte<sup>4)</sup>. Daraus ergibt sich aber eine ganz verschiedene Bewertung der Gletschererosion.

E. v. DRYGALSKI<sup>5)</sup> hat einmal die Meinung ausgesprochen und auf Grund seiner Beobachtungen in Grönland verteidigt, daß die von ihm beschriebenen glazialen Formen durch präglaziale Verwitterung vorgebildet seien. Der Gletscher räume nur das bereits durch die Verwitterung abgelöste Gesteinsmaterial aus. Eine Unterscheidung der Art der ablösenden Fugen hat er dabei nicht erstrebt.

Von den beiden anderen Gruppen der gemeinen Klüfte hat die Kartierung der Strukturfugen bei den Erstarrungsgesteinen eine große theoretische Bedeutung, weil in diesen ja, wie längst bekannt, eine direkte Beziehung zwischen der Anordnung der Fugen und den bei der Abkühlung des Gesteinskörpers entstehenden isothermalen Flächen existiert, hier also die Fugen bis zu einem gewissen Maße Auskunft über die Form des Gesteinskörpers geben. Aber so gut und lange diese Tatsache bekannt ist, so scharfsinnige Untersuchungen über sie veröffentlicht sind<sup>6)</sup>, so wenig hat man sie bisher, meines Wissens, bei Kartierungen berücksichtigt. Ja, ich selbst muß mit Bedauern gestehen, daß ich bei der Kartierung der Adamellogruppe erst zu spät von der Erkenntnis ihrer Bedeutung durchdrungen wurde und daher nicht mehr genügend Be-

<sup>1)</sup> Wo die Zerklüftung des Gesteins bei der Verwitterung so weit geht, daß dies ganz unregelmäßig von Spalten durchsetzt wird, hat natürlich die Messung der einzelnen Spalten keinen Sinn.

<sup>2)</sup> Vgl. SCHMIDT, in SALOMON: Adamellogruppe, Abh. Wiener Geol. Reichsanst. Bd. XXI, S. 520, Fußn. 1.

<sup>3)</sup> BRÜCKNER: Naturw. Wochenschrift. 1909, S. 792.

<sup>4)</sup> SALOMON: Adamellogruppe, S. 451 u. 520.

<sup>5)</sup> DRYGALSKI: Grönlandexpedition d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, 1891—1893. Berlin, 1897, bei H. KÜHL, S. 62 u. a. and. Orten.

<sup>6)</sup> IDINGS: The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain. Amer. Journ. of Science, 3. Serie, Bd. 31, 1886, S. 321—331.

obachtungen sammeln konnte, um sie kartographisch einzutragen. Im Text sind sie indessen eingehend besprochen, um ihre Wichtigkeit hervorzuheben.

Nur da hat man die Kontraktionsfugen meines Wissens in größerem Maße beachtet, gemessen und zum Teil auch, wenn gleich sehr unvollkommen kartographisch verwertet, wo man sie mit Schichtfugen verwechselte und durch ihre Messung eine angebliche Sedimenttektonik festzustellen glaubte. Das ist z. B. in manchen alpinen Zentralmassiven (St. Gotthard, Finsteraarhornmassiv usw.) geschehen, wie ich erst vor kurzem ausgeführt habe<sup>1)</sup>.

Mehr Beachtung und eingehendere Schilderungen hat der Verlauf und die Orientierung der jetzt wohl ziemlich allgemein als Druckfugen (= tektonische Fugen) angesehenen Spalten in den Sandstein-, Kalkstein- und Dolomitgebirgen gefunden. In den letzteren beiden spielen sie offenbar eine bedeutende Rolle bei der Bildung der unterirdischen Wasserwege. In allen dreien sind sie es in erster Linie, die die sonderbaren kühnen Felsarchitekturen bedingen, denen Gebiete wie die Sächsische Schweiz, der Fränkische Jura, der südliche Pfälzerwald und die südalpinen Dolomiten ihre Berühmtheit verdanken. — So hat z. B. in neuerer Zeit HETTNER<sup>2)</sup> die quaderförmige Absonderung der Kreidesandsteine der Sächsischen Schweiz genau untersucht und ihren tektonischen Ursprung bewiesen<sup>3)</sup>. Er hat die vorherrschenden Klufrichtungen auf einem Übersichtskärtchen eingetragen und ihren Einfluß auf die Talrichtungen, wenigstens für die kleineren Schluchten klar zum Ausdruck gebracht. (A. ang. O. S. 308—310.) Für die größeren Täler kommt er allerdings zu einem abweichenden Resultat.

HETTNER'S Untersuchungen sind von der sächsischen geologischen Landesaufnahme, insbesondere von BECK noch fortgesetzt und vervollständigt worden. In den betreffenden Erläuterungen sind zahlreiche genaue Messungen mitgeteilt. Eine kartographische Darstellung ist aber nicht durchgeführt worden<sup>4)</sup>.

<sup>1)</sup> Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? Verhandl. d. Naturh. Mediz. Vereines, Heidelberg, 1911, N. F. Bd. XI. S. 225.

<sup>2)</sup> Der Gebirgsbau der Sächsischen Schweiz. Stuttgart 1887. Heft 4 des zweiten Bandes der „Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde“. S. 43 u. f. des Sonderabdruckes.

<sup>3)</sup> Beobachtet und gemessen war diese Absonderung schon von GUTBIER; doch führte dieser ausgezeichnete Forscher sie noch auf „Zusammenziehung während des Festwerdens zurück“. Geogn. Skizzen, Leipzig, 1858. S. 27 u. f.

<sup>4)</sup> Man vgl. bes. Erläuter. z. geol. Spezialkarte v. Sachsen. Section Königstein-Hohnstein von R. BECK. Leipzig 1893. S. 16 u. f.;

Sehr wertvolle und interessante Untersuchungen über die Gesteinsklüfte hat LEPLA über den Pfälzer Wald in seiner Arbeit: „Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches“ veröffentlicht<sup>1)</sup>. Hier sind zahlreiche Klüfte gemessen und wenigstens ihrem Streichen nach in einer Übersichtskarte in 1:250000 eingetragen, so daß ihre tektonische Natur trotz der bei dem kleinen Maßstabe notwendigen Schematisierung klar hervortritt. Ihr Einfluß auf die Richtungen vieler Talstücke ist hervorgehoben; ja, es ist bereits erkannt, daß die Formen der für die Trifels-Stufe des Buntsandsteins so charakteristischen Felsmauern vielfach von dem Verlauf der Kluftsysteme abhängen.

Eine systematische Kartierung der Klüfte in größerem Maßstabe hat aber auch LEPLA noch nicht durchgeführt; und er hat auch noch nicht versucht, außer dem Streichen auch das Fallen der Klüfte zur Darstellung zu bringen<sup>2)</sup>.

Finden wir also die Messung und Kartierung der Verwitterungs-, Druck- und Strukturfugen noch wenig in den Dienst der aufgezählten Aufgaben gestellt, so sind sie doch allesamt, freilich ohne Unterscheidung ihrer Entstehungsart, bei der theoretischen Erörterung einer anderen im vorstehenden bereits gestreiften Frage berücksichtigt worden. Es ist das die sehr wichtige und bedeutsame Frage, ob die Gesteinsfugen einen erheblichen Einfluß auf die Talrichtungen ausüben. — Diese Frage ist von bedeutenden Forschern ebenso entschieden bejaht, wie von anderen nicht weniger bedeutenden und kenntnisreichen Forschern verneint worden.

Wir verdanken DAUBRÉES klassischen „Synthetischen Studien zur Experimentalgeologie“<sup>3)</sup> und HOBBS sehr interessanter Abhandlung: „Repeating Patterns in the relief and in the structure of the land“<sup>4)</sup> einige Angaben über die historische Entwicklung dieser Frage. Man vergleiche aber vor allen Dingen die sehr lesenswerte Darstellung der historischen Entwicklung unserer Anschauungen über Talbildung in PENCK'S Morphologie der Erdoberfläche. (Stuttgart 1885 bei Engelhorn, S. 134 u. f.).

Sektion Hinterhermsdorf - Daubitz von O. HERRMANN u. R. BECK; S. 24—25 und den BECKschen Führer durch das Dresdener Elbtalgebiet, Berlin 1897. S. 139—140 u. 153.

<sup>1)</sup> Jahrb. d. Königl. preuß. geol. Landesanst. für 1892, Berlin 1893, S. 23—90.

<sup>2)</sup> Vielleicht wirkte dabei auch die auf S. 68 ausgesprochene Anschauung mit, daß die Klüfte im allgemeinen senkrecht zu den Schichtflächen stünden. Auf diesen Punkt komme ich später noch zurück.

<sup>3)</sup> Braunschweig. Autorisierte deutsche Ausgabe. 1880. S. 271 u. f.

<sup>4)</sup> Bulletin Geol. Society of America. Bd. XXII. 1911. S. 123—176.

Schon in sehr alter Zeit war die Meinung vertreten, daß viele oder die meisten Täler „Spaltentäler“ seien. Darunter verstand man aber, daß die Hohlform ganz oder zum größten Teil der ursprünglichen Spalte entspreche. Gegen diese, wie wir jetzt wissen, nur ganz ausnahmsweise und vorübergehend zutreffende Annahme, wandte sich eine zweite und schließlich mit den Arbeiten von GREENWOOD, J. D. DANA, RÜTIMEYER, HEIM und anderen siegreich gebliebene Partei. Der Hohlraum, der früher als Spalte galt, wurde nun als Produkt der Erosion des Wassers bzw. des Eises angesehen. Und da diese Auffassung in der Tat im wesentlichen zutrifft, vernachlässigte man meist die Möglichkeit, daß selbst unbedeutende Gesteinspalten doch wenigstens richtungsbestimmend für die Talbildung werden konnten. Immerhin hatte auch diese letztere Auffassung fast stets einzelne Vertreter; und zwischen den beiden extremen Hypothesen vermittelten zahlreiche andere einen Übergang<sup>1)</sup>.

Wie scharfe Gegensätze aber selbst heute noch in demselben Lande vorkommen, dafür liefert Skandinavien ein typisches Beispiel. Wir wissen, daß KJERULF die norwegischen Täler von dem Verlaufe der Gesteinsspalten im weitesten Sinne, also auch der Verwerfungen abhängig glaubte<sup>2)</sup>. BRÜGGER vertrat diese Anschauung noch 1910 auf dem Internationalen Kongresse in Stockholm, während HELAND und REUSCH auf dem entgegengesetzten Standpunkte stehen bzw. standen.

In neuerer Zeit ist aber die Bedeutung der Klüfte für die Talbildung wohl nur ziemlich vereinzelt hervorgehoben und jedenfalls sehr wenig anerkannt worden.

DAUBRÉE zeigte an einer Anzahl von Karten französischer Gebiete einen innigen Zusammenhang zwischen dem Auftreten und der Richtung der Klüfte und den Richtungen der Täler. Er sagt (S. 283): „Durch ihre große Zahl haben die Klüfte oder Diaklasen zu den Erosionen mächtig beigetragen und darin mit den Verwerfungen oder Paraklasen gewetteifert, die sie in der Bedeutung für die Formgebung sogar oft übertreffen“.

Daß HETTNER einen deutlichen Einfluß der Kluftsysteme auf die Richtungen der kleineren Schluchten in der Sächsischen Schweiz erkannte, dagegen keinen Zusammenhang zwischen

<sup>1)</sup> Von der Anschauung, daß die kontinentalen Täler von den Strömungen und Fluten regredierender Meere erzeugt seien, darf ich wohl jetzt ganz absehen.

<sup>2)</sup> Vgl. besonders „Udsigt over det sydlige Norges geologi“ und „Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen“ (Deutsche Ausgabe von GURLT. Bonn, 1880.



ihnen und den großen Tälern beobachtete, ist bereits auf S. 498 erwähnt. Ebendort sind LEPLAS entsprechende Untersuchungen über den Pfälzerwald hervorgehoben worden.<sup>1)</sup>

DE GEER, HÖGBOM und andere schwedische Forscher fassen eine große Zahl von Relieflinien Skandinaviens und Spitzbergens als tektonisch bedingt auf; ja, sie halten einen erheblichen Teil der Fjorde, Täler und Seen für tektonische Bildungen.

ÉLIE DE BEAUMONT und in neuerer Zeit DEECKE haben sogar noch weit großartigere Relieflinien der Erdoberfläche als einheitliche geometrische Figuren gedeutet. Sie kommen bei deren Erklärung zu der Annahme regelmäßiger Zerspaltungen der Erdkruste im größten Maßstabe.

Vor allen lebenden Forschern hat aber wohl HOBBS dem Einfluß der Kluftsysteme auf die Reliefformen überhaupt, und insbesondere auf die Talrichtungen am meisten Aufmerksamkeit geschenkt und in einer Reihe von eigenen Untersuchungen sowie durch die Arbeit eines Schülers (HARDER) wesentliche Beiträge zur Aufhellung der Frage geliefert<sup>2)</sup>. Er hat schon 1901 für Landschaften mit einer von Klüften bedingten rechteckigen „Musterung“ den Ausdruck „Schachbrett-Topographie“ geprägt. Er hat selbst und durch HARDER die ersten mir bekannten wirklich systematischen Kluft-Kartierungen durchgeführt, die den Zweck hatten, den Einfluß der Klüfte auf das hydrographische Netz nachzuweisen<sup>3)</sup>

Seine neueste, schon auf S. 499 zitierte Arbeit „Repeating patterns in the relief and in the structure of the land“ ist, wie er selbst sagt, nur ein vorläufiger Auszug aus einer größeren

<sup>1)</sup> Noch während des Druckes macht mich Herr Prof. ZIMMERMANN-Berlin freundlicher Weise auf eine Notiz von HALFAR in dieser Zeitschrift (Bd. 35, 1883, S. 630) aufmerksam, in der der Zusammenhang zwischen Klüften und Talbildung bei Eisenach erläutert ist.

<sup>2)</sup> HOBBS: Examples of joint controlled drainage from Wisconsin and New York. Journ. of Geology. 1905. Bd. XIII. S. 363 u. f.

HARDER: The joint system in the rocks of southwestern Wisconsin and its relation to the drainage net work. Bull. Univ. Wisconsin Scient. Series, Bd. III. 1906. S. 207 u. f.

<sup>3)</sup> Mein Plan, derartige Kartierungen durchführen zu lassen, war unabhängig von HOBBS entstanden. Als ich 1906 die Freude und Ehre hatte, meinen ausgezeichneten amerikanischen Kollegen als Gast bei Gelegenheit einer meiner Unterrichts-Exkursionen in die Umgebung von Heidelberg führen zu dürfen, teilte ich ihm diesen Plan mit. Ich war sehr überrascht und erfreut, von ihm zu hören, daß er sich mit ganz ähnlichen Plänen und Arbeiten schon seit längerer Zeit beschäftigte und dieser Art von Kartierung dieselbe Bedeutung beimaß wie ich. Seine bereits 1901 erschienene Arbeit über „the Newark System“ war mir damals noch unbekannt gewesen.

Arbeit, mit der er schon seit einer Reihe von Jahren beschäftigt ist. Immerhin findet der Leser darin bereits jetzt eine erhebliche Anzahl von klaren und drastischen Beispielen aus allen möglichen Ländern für den Einfluß der Kluftsysteme auf die Talrichtungen und das Relief der Landoberfläche überhaupt. HOBBS schließt aus seinen Untersuchungen: „that there exists a primary fracture pattern produced from two bisecting rectangular sets of fractures, each made up of two series of parallel fracture planes subequally spaced and vertical. Within this primary pattern are comprised both the joint and fault systems as similar parts, the individual faults differing from the joints in scale only, the displacement being measurable only on the fault, and the fault pattern being in like manner distinguished from the elementary joint pattern by its generally larger scale of order.“

Ferner kommt HOBBS zu dem Ergebnis: „The localization of the zones of excavation by the denuding agents which attack the surface is fixed by fracture structures already existing at the time.“

Wir sehen also, daß auch in neuerer Zeit einige Forscher den Klüften eine erhebliche Rolle für die Talbildung und zum Teil sogar einen riesigen Einfluß auf die Gestaltung der ganzen Erdoberfläche zuschreiben. Die große Mehrzahl unserer Fachgenossen aber wie der Geographen verhält sich ablehnend und glaubt, in den angeführten Übereinstimmungen nur unbedeutende und seltene Erscheinungen, bzw. Zufälligkeiten oder gar Selbsttäuschungen erblicken zu sollen.

Eine Einigung zwischen den beiden extremen Standpunkten dürfte nun nicht durch enthusiastische, radikale Darstellungen der beiderseitigen Anschauungen und Grundsätze zu erzielen sein, auch wenn vereinzelte Beispiele aus der Natur als Stütze angeführt werden. Damit könnten wir noch lange in dem Stadium der subjektiven Bewertung von Einzeleindrücken bleiben. Das einzige Mittel daraus herauszukommen, scheint mir Arbeit in der Natur, und zwar die genaue Kartierung der sämtlichen Arten von Spalten und Verwerfungen und die Feststellung ihrer Beziehungen zu den benachbarten Tälern zu sein, ein Weg, den HOBBS zuerst mit Erfolg beschritten hat.

Ich habe daher, da ich selbst nicht die Zeit zu solchen Kartierungen hatte, sobald sich mir die Gelegenheit bot, Schüler von mir veranlaßt entsprechende Untersuchungen, allerdings auch noch mit den im zweiten Teile dieses Aufsatzes erläuterten, weiteren Zielen auszuführen. Es liegt zurzeit bereits eine solche Arbeit gedruckt vor: J. G. LIND, Geologische Unter-

suchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz des Gebirges bei Heidelberg. (Verhandl. d. Naturhistor. Medizin. Vereines zu Heidelberg. Neue Folge Bd. XI. Heft 1. Heidelberg, 1910). Eine zweite entsprechende Arbeit über den Pfälzer Wald von J. DINU ist zurzeit im Druck. (Dieselbe Zeitschrift Bd. XI. Heft 3). Sechs weitere Arbeiten sind teils bereits im Gange, teils werden sie in kurzer Zeit aufgenommen werden.

Noch vor LINDS Veröffentlichung erschien die Arbeit von FR. HAUCK: Morphologie des krystallinen Odenwaldes (Verhandl. d. Naturhistor. Medizin. Vereins Heidelberg, N. F. Bd. X. Heidelberg, 1909, S. 233—333). In dieser auf Veranlassung von HETTNER unternommenen Untersuchung, deren Ausführungszeit z. T. mit der der LINDschen Arbeit übereinstimmte, ist bereits vor LIND, wenn auch mit einem ganz wesentlich geringeren Beobachtungsmaterial, eine Beeinflussung der Talrichtungen durch die Klüfte festgestellt worden. (S. 267 u. f.). Ein Kärtchen eines kleinen Gebietes, östlich von Heppenheim, erläutert die Darstellung und zeigt die Streichrichtung der Klüfte. Der Verfasser sagt wörtlich: „Die Richtung der Täler, namentlich der kleinen, stimmt nämlich nicht selten so genau mit dem Verlauf von Klüften überein, die man an den Talrändern oder in benachbarten Steinbrüchen messen kann, daß an einem richtungsbestimmenden Einfluß der Klüfte bei der Anlage eines Tales nicht zu zweifeln ist.“

Die LINDsche Arbeit hat dieses Resultat, wie am Schlusse des zweiten Abschnittes angeführt werden wird, bestätigt und erweitert.

Allerdings muß man bei derartigen Untersuchungen gewisse Fehlerquellen berücksichtigen. Man darf nicht, was beim Arbeiten auf Karten allein vorkommen könnte, die Richtungen der Flußmäander in den Aufschüttungsauen vergleichen, sondern die Talwände. Man muß reine Verwitterungsspalten, die naturgemäß gern den Gesteinsoberflächen parallel laufen, ebenso ausschalten, wie Klüfte, die an steilen Talgehängen, diesen parallel durch Absitzen oder Rutschungen entstehen. Sind die Beobachtungen in Steinbrüchen oder Bergwerken gemacht, so sind die Sprengwirkungen zu berücksichtigen.

Man wird ferner den Wert der einzelnen Spalten festzustellen haben. Es ist nicht gleichgültig, ob zahlreiche Spalten zu einem ganzen System angeordnet, immer wieder in gleicher Orientierung das Gestein durchziehen, oder ob die Spalten nur vereinzelt auftreten, ob sie horizontal weit oder wenig ausge dehnt sind, vertikal nur eine oder viele Schichten durchsetzen.

In Sandsteinen, die mit Tönen wechsellagern, beobachtet man die Spalten oft nur in den ersteren. Man hat dann festzustellen, ob sie oben und unten dieselbe Orientierung zeigen.

Ferner ist es notwendig zu prüfen, inwieweit die Spalten saiger stehen oder geneigt sind, wobei zu beachten ist, daß, wie schon DAUBRÉE hervorhob und abbildete, gelegentlich einund-dieselbe Spalte unten geneigt sein, und sich oben als vertikale Fuge fortsetzen kann.

Gerade die geneigten Spalten und Verwerfungen aber gestatten in der Nähe von Senkungsgebieten gewisse Rückschlüsse auf den Mechanismus der Bewegungen, wie im Anschluß an die Besprechung der Harnische gezeigt werden soll. Es reicht dabei aber nicht die summarische Konstatierung ihres Vorhandenseins aus, sondern es ist eine sorgfältige Messung, Zählung, Eintragung und passende Darstellung ihres Streichens und Fallens auf der Karte nötig, wenn man brauchbare Ergebnisse erzielen will.

Wichtig ist es auch, in Gebieten mit deutlicher Neigung der Schichten auf die Beziehungen zwischen diesen Neigungsrichtungen und den Richtungen der Klüfte zu achten, DAUBRÉE z. B. (a. a. O. S. 251) schreibt: „Gewöhnlich bilden die Klüfte zwei Systeme, von denen eins der Streichungslinie, das andere der Fallinie entspricht.“

LEPLA (S. 68) ist zu dem Ergebnis gekommen, daß die Klüfte in horizontalen wie in geneigten Schichten im allgemeinen senkrecht zu den Schichtflächen ständen. Aus den von ihm angeführten Beispielen geht hervor, daß auch er dieselbe Anordnung der Klüfte wie DAUBRÉE beobachtete.

Ein besonders wichtiger Punkt ist der, daß bei allen vergleichenden Untersuchungen von Formen und Maßen des Erdreliefs Selbsttäuschungen möglich sind. Man glaubt das, was man erwartet, auch wirklich zu sehen, und hat bei der unendlichen Mannigfaltigkeit der Oberflächenformen genug Gelegenheit, da subjektiv gesetzmäßige Übereinstimmungen zu finden, wo ein der Frage skeptischer gegenüberstehender Forscher nur zufällige Ähnlichkeiten oder Annäherungen sieht.

Wie kann man in unserem Falle diese Fehlerquelle, vielleicht von allen die wichtigste, ausschließen? Ich verdanke da Herrn W. M. DAVIS von der Harvard-Universität einen wertvollen Rat, den wir bei der DINUSCHEN Arbeit benutzt haben. Herr DINU stellte auf meine Veranlassung von einem Teil seiner Karte eine Pause der eingetragenen Klüfte her. Zwei ganz unbeteiligte, aber mit der aufgenommenen Gegend gut vertraute Herren, die beiden Volontärassistenten an dem

von mir geleiteten Institute, C. BOTZONG und D. HÄBERLE, zählten unabhängig voneinander und jeder nach einer abweichenden Methode die Zahl der Übereinstimmungen von Klüften mit Talstücken auf der Karte, und dann, nach Drehungen der Pause um verschiedene Winkel, zwischen den gedrehten Klüften der Pause und den stehengebliebenen Flußläufen der Karte. Waren die Übereinstimmungen auf der Karte vom Zufall abhängig, oder beruhten sie auf subjektiven Eindrücken, so mußte sich ihre Zahl nach den Drehungen ziemlich gleichbleiben. In Wirklichkeit aber nahm sie mit wachsendem Drehungswinkel stark ab.

Über die Einzelheiten der angewandten Verfahren, die meiner Ansicht nach eine Selbsttäuschung sicher ausschließen, wolle man in der DINUSCHEN Arbeit nachlesen.

Die Hauptergebnisse der LINDSCHEN wie der DINUSCHEN Untersuchungen sind am Ende des zweiten Abschnittes angeführt.

## 2. Die Harnische.

Im praktischen Bergbau haben die Harnische seit einiger Zeit durch HÖFERS<sup>1)</sup> Verdienst Beachtung gefunden, weil es durch Berücksichtigung der Orientierung ihrer Flächen und Rutschstreifen gelingt, Fingerzeige über die Fortsetzung unterbrochener Flöze und Gänge zu erhalten<sup>2)</sup>. Indessen liegt es in der Natur des Bergbaues, daß man sich auf die Untersuchung der unterirdisch beim Betrieb zur Kenntnis kommenden Harnische beschränkt.

In der Geologie hat man gleichfalls die theoretische Bedeutung dieser Gebilde erkannt und sie in vereinzelt Fällen zur Erschließung tektonischer Vorgänge benutzt. Das hat z. B. EDUARD SUESS, (Antlitz der Erde, Bd. I. S. 159—160) getan. Am ausgedehntesten hat es aber wohl ALBERT HEIM in seinem

<sup>1)</sup> Vergl. H. HÖFER: Die Ausrichtung der Verwerfungen. Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. 1881, S. 167—171. — Über Verwerfungen. Ebenda 1886, S. 349—354, bes. S. 351. In dieser letzteren Arbeit sind meines Wissens auch zum ersten Male die Merkmale angegeben, mit deren Hilfe es gelingt, nicht bloß die Richtung, sondern auch den relativen Sinn der Verschiebung festzustellen. Vergl. S. 351. (Schon in der erstzitierten Arbeit ist auf S. 169 das Verfahren angedeutet). Die genaue Angabe der Methode rührt nicht von HÖFER selbst, sondern von einem nicht genannten Rezensenten seiner ersten Arbeit her.

<sup>2)</sup> Früher verließ man sich im Bergbau gern, wenn auch sehr mit Unrecht auf die SCHMIDT-ZIMMERMANNSCHE Regel. Diese kann lokal von Bedeutung sein. Im allgemeinen trifft sie aber nicht zu. Schon DAUBRÉE hat darauf hingewiesen, daß sie sehr viel Ausnahmen hat; aber eine vernichtende Kritik hat wohl erst HÖFER geliefert.

„Säntisgebirge“ (Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 16. Bern, 1905, S. 239 u. f.) durchgeführt. Er und seine Mitarbeiter (ARNOLD HEIM, JEROSCH, BLUMER) haben Hunderte von Harnischen beobachtet und gemessen. Sie haben eine Fülle von wichtigen Beobachtungen nicht bloß lokaler, sondern auch allgemeiner Natur veröffentlicht und durch die Messung erhebliche Ergebnisse über den Bewegungsmechanismus bei der Gebirgsbildung erzielt. Eine Eintragung in das Kartenbild hat indessen offenbar nur insoweit stattgefunden, als die Dislokationen an den Harnischen nachweisbar größere Beträge erreichten. Auf die Darstellung der anderen ist verzichtet, und das offenbar schon deshalb, weil der Maßstab (1:25 000) bei der Komplikation des Farbenbildes dazu noch nicht ausreichte. Der relative Sinn der Verschiebungen ist zwar im Text dargestellt und bei dem eigenartigen Gebirgsbau aus der Verteilung der Farben gut erkennbar, in dem Bruchsymbol selbst aber nicht zum Ausdruck gebracht.

So ist mir also bisher kein Beispiel bekannt, wo man Harnische nach möglichst vollständiger Aufsuchung und Messung systematisch im Kartenbilde dargestellt hätte. In den Faltengebirgen liefert eben schon die gewöhnliche geologische Kartierung oft ausreichende Anhaltspunkte zur Feststellung des Gebirgsbaues und des Mechanismus der Bewegung. Das gilt besonders, wenn die Faltung steil ist und die Schichten nicht sehr mächtig sind. Doch zeigen auch für solche Gebirge die HEIMSchen Säntisuntersuchungen, wie großen Nutzen in ihnen die Beachtung der Harnische liefern kann. Je flacher die Schichten aber liegen, und je mächtiger sie werden, um so schwieriger wird es, bei der Kartierung horizontale Verschiebungen zu erkennen. Noch viel größer aber wird diese Schwierigkeit, wenn es sich nicht um gewöhnliche Sedimentgesteine, sondern um krystalline Schiefer handelt. Hier versagt oft die Kartierung ganz, weil man nicht weiß, ob die Wiederkehr eines charakteristischen Gesteines auf Repetition durch isoklinale Faltung bezw. Überschiebung oder auf dem wiederholten Auftreten einer Schicht im ursprünglichen Schichtprofil beruht. Ebenso ist es meist nur sehr schwer zu entscheiden, ob das horizontale Verschwinden eines Leitgesteines auf Auskeilen beruht, oder ob eine Blattverschiebung die Fortsetzung abgeschnitten hat. Hier kann die Harnischuntersuchung unschätzbare Dienste leisten.

In den Tafel- und Schollengebirgen schien der Mechanismus der Gebirgsbildung von einer solchen Einfachheit zu sein, daß man auf die immerhin zeitraubende und anscheinend über-



flüssige Messung der Harnische fast stets verzichtete. Wir finden daher meines Wissens auch in den Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten nur seltene und unsystematische Angaben über das Auftreten und die Orientierung der Harnische, obwohl es gerade für den kartierenden Geologen mit einem relativ geringen Zeitaufwand möglich wäre, sie in großer Zahl aufzunehmen. Diese Vernachlässigung der Harnische hängt mit den theoretischen Anschauungen über den Gebirgsbau eng zusammen. Man war und ist meist noch heute gewöhnt, nur in den Faltengebirgen starken tangentialen Druck als wirksamen Faktor anzusehen. Und wenn auch randliche Überschiebungen manchmal die Tafelländer deutlich mitbetroffen haben<sup>1)</sup>, so schienen das doch seltene Ausnahmen zu sein. Man setzte daher meistens im Tafel- und Schollengebirge nur vertikale oder doch steile Bewegungen voraus. Als ihre Ursache aber sah man Schwerewirkungen an; und dieser Anschauungskomplex fand seinen großartigsten, von einem Riesenmaterial von Beobachtungen gestützten Ausdruck in EDUARD SUESS' Antlitz der Erde.

Auf der einen Seite sah man Faltengebirge mit kolossalen tangentialen Bewegungen, Falten oder Überschiebungen, neuerdings sogar Decken, auf der anderen Seite starre Massen als Backen der Schraubstöcke, zwischen denen die Erdkruste gefaltet wird! In diesen Massen liegen die Horste, die nach der SUESSschen Anschauung die in früheren Zeiten erhaltenen Abstände vom Erdmittelpunkt (vulgo „Höhen“) nicht mehr vergrößern können, zwischen denen aber Gräben und Bruchfelder an steilstehenden Verwerfungen absinken. Auf starke horizontale Bewegungen an steilstehenden Flächen rechnete man gar nicht. Und das war bequem; denn wenn man in der Feststellung der Höhenlagen der Schichten ein Mittel hatte, um Vertikalverwerfungen nachzuweisen, so fehlte ein solches ganz und gar, um im Tafelgebirge Horizontalverschiebungen an vertikaler Fläche zu erkennen. Nur das Studium der Harnische kann da Abhilfe schaffen. Daß bei der geschilderten großartigen und einheitlichen Auffassung nicht viel von dem Studium der Harnische in den Tafel- und Schollengebirgen erwartet wurde, das bedarf wohl keiner Erläuterung. Und wenn auch in neuerer Zeit die SUESS'sche Anschauung in einzelnen untergeordneten Punkten von verschiedenen Forschern verlassen worden ist, wenn man z. B. jetzt vielfach eine Hebung der

<sup>1)</sup> z. B. Hohnsteiner Überschiebung am Rande des Elbsandsteingebirges.

Horste annimmt<sup>1)</sup>, so änderte das doch nichts an der fast allgemeinen Vernachlässigung der Harnische.

So erklärt es sich auch, daß DAUBRÉE (S. 261) zwar beobachtete und anführte, daß in den Vogesen einzelne Harnische fast horizontal verlaufende Streifen haben, daß LEPLA für den Pfälzer Wald sogar hervorhebt, daß die Harnischstreifen fast stets nur wenig von der Wagerechten abweichen<sup>2)</sup>, daß aber weder diese Forscher selbst noch irgendein anderer daran ging aus ihren wichtigen Beobachtungen die meiner Ansicht nach notwendigen Konsequenzen zu ziehen.

In dem geschilderten Ideenkreis lebend, ging ich im Jahr 1900 im Auftrage der badischen geologischen Landesanstalt an die Untersuchung des kleinen Muschelkalkgrabens bei Eberbach im Buntsandstein-Odenwald. Schon bei einer der ersten Begehungen betrat ich den am Ohrsberge, ganz in der Nähe des Bahnhofes, gelegenen Steinbruch im unteren Buntsandstein und sah hier, in geringem Abstände vom Rande eines tiefen Grabens zu meiner großen Überraschung einen Harnisch, dessen Streifen nur ganz wenig von der Horizontalen abweichen<sup>3)</sup>.

Diese mir zuerst ganz unverständliche Tatsache<sup>4)</sup> war für mich einer der Ausgangspunkte für meine späteren Betrachtungen über den Bewegungsmechanismus der Tafelgebirge. Die nähere

<sup>1)</sup> Vgl. aber KRANZ' Ausführungen: „Über Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen. Zentralblatt. Neues Jahrb. f. Miner. 1911, Nr. 8, 11 u. 12.

<sup>2)</sup> LEPLA: (Nordvogesen. S. 66) schreibt sehr richtig: „Die auf großen (d. h. viele Quadratmeter fassenden) Flächen sich durchaus gleichbleibende Schrammung läßt mich schließen, daß sie das Ergebnis der in der Richtung der Linien erfolgten Bewegung des Gleitens, Rutschens darstellt. . . In keiner einzigen der von mir beobachteten anstehenden Rutschflächen war eine lotrechte Richtung der Rutschlinien zu merken.“ Er fügt zur Erklärung hinzu: „Das ist vielleicht teilweise auf die Tatsache zurückzuführen, daß die von mir beobachteten Rutschflächen ausnahmslos nicht den eigentlichen Verwerfungsflächen, sondern den Nebenrutschungen angehörten, wie sie sich in der Nähe der Verwerfungen als Begleiterscheinungen häufig zeigen.“

<sup>3)</sup> Herr Dr. C. BOTZONG, der auf meine Bitte im Sommer 1911 diese Stelle besuchte, fand dort einen Harnisch, der offenbar mit dem meinigen identisch ist. Er maß an zwei Stellen N 24 bzw. 22° W-Streichen und 80° bzw. 85° O-Fallen. Die Streifen fallen an der einen Stelle mit 3° nach W, an einer anderen gar nur mit 1°. Ein Vergleich mit dem Kärtchen des Grabens in meiner Arbeit (Mitteil. d. bad. geol. Landesanst. 1901. Bd. IV. Heft 2, S. 249) lehrt, daß der Harnisch dort mit der vermutlichen Grenze des Grabens einen Winkel von etwa 80° bildet, also beinahe transversal steht.

<sup>4)</sup> die oben zitierten Beobachtungen von DAUBRÉE und LEPLA über Harnische mit sehr flachen Streifen in Oberrheinischen Randgebirgen lernte ich erst später kennen.

Untersuchung des Eberbacher Grabens führte mich dann zuerst für diesen, später auch für den Rheintalgraben zu der an frühere Arbeiten ANDREAES anknüpfenden Hypothese, daß die beiden Gräben nicht durch vertikale Einbrüche, sondern durch Überschiebung von beiden Seiten her zu erklären seien. Ich suchte ebenso wie ANDREAES in der Natur und in der Literatur nach Beweisen für die mit unseren Anschauungen verbundene Annahme einer nach unten divergenten Stellung der Grabenrandspalten<sup>1)</sup>. Aber wenn es uns auch gelungen ist, gewisse Beobachtungen zu machen oder geschildert zu finden, die für unsere Annahme sprechen dürften, so überzeugte ich mich doch sehr bald davon, daß es bei der schlechten Beschaffenheit und Seltenheit der Aufschlüsse in den in Betracht kommenden Gebieten in absehbarer Zeit nicht möglich sein wird, eine genügende Anzahl von direkten Beweisen, sei es für, sei es gegen unserer Anschauung, zu finden<sup>2)</sup>. So kam ich auf die Idee zurück, die mich 1901 bei der Beobachtung des Harnisches am Ohrsberge durchzuckt hatte, ob es nämlich nicht möglich wäre, durch sorgfältige Untersuchung, Messung und Kartierung einer großen Anzahl von Harnischen Aufschluß über die Natur der Bewegungen in den Tafelgebirgen zu erhalten<sup>3)</sup>. Denn darüber kann meiner Ansicht nach kein Zweifel bestehen, daß die Harnischstreifen wirklich den Bewegungsrichtungen der benachbarten Massenpunkte entsprechen, und daß es nicht mehr angängig ist, ihre Orientierung als nebensächlich oder gar gleichgültig zu betrachten. Es wird zwar nicht ausbleiben, daß die unbequemen Ergebnisse ihrer Untersuchung auch dieser Anschauung in der Diskussion Vertreter zuführen werden. Demgegenüber zitiere ich aber jetzt bereits die Meinung der

<sup>1)</sup> Vgl. die Abbildungen in: Mitteil. Bad. geol. Landesanst. 1901. Bd. IV. S. 248 und diese Zeitschr. 1903. Bd. 55. S. 410.

<sup>2)</sup> Vgl. darüber aber auch BLÖSCH: Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXIX. Stuttgart 1910. S. 660—663.

<sup>3)</sup> HÖFER hat schon 1881 in seiner erst zitierten Arbeit (S. 168) wörtlich gesagt: „Wir würden in das ganze Wesen der Verwerfungserscheinungen bald einen klaren Einblick gewinnen, wenn man die räumliche Lage der Rutschstreifen sorgsam beobachten und kartieren würde; abgesehen von dem praktischen Nutzen würde hierdurch ein sehr beachtenswertes Material zur Lösung der Frage über den Mechanismus der Gebirgsbildung geliefert“. — Diese wichtige Äußerung scheint in der wissenschaftlichen Geologie unbekannt geblieben zu sein. Auch ich habe sie erst vor kurzem kennen gelernt, lange nachdem ich mit der Kartierung der oberrheinischen Harnische durch meine Schüler begonnen hatte und erst nach dem Erscheinen der LINDSchen Arbeit.

beiden Forscher, die sich meines Wissens bisher am eingehendsten mit diesem Gegenstande beschäftigt haben<sup>1)</sup>.

HÖFER (a. a. O. S. 167—168): „Diese Rutschstreifen werden gewiß von jedermann als die verkörperte Bewegungsrichtung angesehen werden“.

HEIM (a. a. O. S. 244): „Für die Bestimmung der Bewegungsrichtung hingegen sind die Rutschstreifen und Hohlkehlen an den Wänden des Anstehenden und der Klemmstücke von größter Bedeutung. Ihre Lage ist direkt von der Richtung der Bewegung abhängig und einzig von ihr<sup>2)</sup>. Wie sollte es sonst zu erklären sein, daß im ganzen Gebiet, durch alle sechs Ketten, ganz unbekümmert um das Fallen der jeweiligen Gesteinsschichten oder gar um die Oberflächengestaltung alle die Hunderte von beobachteten Rutschstreifen stets horizontal laufen oder ein schwaches Gefälle gegen N haben! . . . Diese Gesetzmäßigkeit gibt uns das Recht im Einzelfalle wieder von der Neigung der Rutschstreifen auf die der Dislokationsbewegung selbst zu schließen“.

Da ich selbst nicht die Zeit hatte, große Gebiete systematisch zu begehen, alle Harnische aufzusuchen, zu messen und zu kartieren, so ließ ich eine erste derartige Untersuchung zusammen mit der Kartierung der gemeinen Klüfte des Gebietes 1909 durch meinen damaligen Schüler, Herrn J. G. LIND aus Stockholm<sup>3)</sup>, ausführen. LIND beging den Odenwald und Kraichgau von Weinheim im Norden bis Östringen im Süden und von der Rheinebene im Westen bis Waldmichelbach-Steinbach bzw. Neckarburken-Wimpfen im Osten. Er legte die Ergebnisse seiner Untersuchungen in der auf S. 502 zitierten Arbeit nieder. Auch trug er die beobachteten gemeinen Klüfte und Harnische auf einer Karte im Maßstabe von

<sup>1)</sup> Natürlich haben sich noch viele andere Forscher in ähnlichem Sinne ausgesprochen, z. B. ROTHPLETZ: Geotektonische Probleme. Stuttgart. 1894 S. 120 u. 159.: „Besonders wenn auch noch Rutschstreifen die Bewegungsrichtung andeuten“. Ebenso in: „Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen“ usw. (BORNTÄGER, Berlin 1902. S. 19): „Sind dagegen die Schrammen horizontal, so ist jedenfalls eine horizontale Verschiebung auf der Spalte eingetreten“. Man vgl. auch die wichtigen Ausführungen von BRAUNS: „Über die Entstehung der sogenannten Rutschflächen“ usw. Neues Jahrb. f. Miner. 1890. II. S. 190. Dort sind auch einige ältere Literaturangaben zitiert.

<sup>2)</sup> Diese 4 Worte sind von mir gesperrt, die übrigen von HEIM selbst. W. S.

<sup>3)</sup> Jetzt in Odgen, Utah.

1:100 000 ein<sup>1)</sup>). Es ist dabei hervorzuheben, daß ein größerer Maßstab vorteilhafter wäre, und daß es für die Verwertung der Harnische unbequem ist, sie auf derselben Karte zusammen mit den gemeinen Klüften dargestellt zu finden. Wir mußten aber aus finanziellen Gründen vorläufig davon absehen, sie in zwei verschiedene Karten einzuzeichnen und einen größeren Maßstab zu wählen.

Bei der kartographischen Darstellung der Harnische<sup>2)</sup> kam es darauf an, ein Zeichen zu finden, das gleichzeitig nicht bloß das Streichen und Fallen der Harnischfläche, sondern auch die räumliche Anordnung der Harnischstreifen zum Ausdruck brächte. Die Lage der letzteren aber kann man bei gegebenem Streichen und Fallen der Harnischfläche auf zweierlei Weisen bestimmen: Entweder man mißt mit einem großen Transporteur auf der Harnischfläche selbst den Winkel zwischen den Harnischstreifen und der Streichrichtung, d. h. also einer beliebigen horizontalen Linie auf der Harnischfläche<sup>3)</sup>, oder man mißt durch Anlegen des Klinometers den Winkel zwischen einer beliebigen Harnischstreifenlinie und der Horizontalebene. Die letztere Messungsart gibt ohne Umrechnung direkt die wahre Neigung der Bewegungsrichtung der bei der Verschiebung bewegten Massenpunkte<sup>4)</sup>. Ich habe daher diese Messungsmethode vorgezogen und Herrn LIND ebenso wie die sämtlichen übrigen Herren, die sich auf meine Veranlassung mit analogen Arbeiten beschäftigt haben oder noch beschäftigen, dazu bestimmt sie zu benutzen.

<sup>1)</sup> Die Originalaufnahmen wurden mit den topographischen Karten in 1:25 000 gemacht.

<sup>2)</sup> Es ist brieflich von einem Fachgenossen, der sich für diese Art zu arbeiten interessiert, bei mir angefragt worden, warum ich nicht auch die absolute Größe der Harnischfläche bestimmen ließe. Ich verspreche mir aber davon nichts, weil ja in unseren Gebirgen stets nur kleine Stücke der ganzen polierten Verschiebungsfläche aufgeschlossen sind, und weil ein Harnisch sehr gut in seiner Fortsetzung in eine gemeine Kluft mit gleich großer Verschiebung übergehen kann.

<sup>3)</sup> Man könnte natürlich auch den Winkel zwischen den Streifen und der Fallrichtung messen, also das Komplement des ersten Winkels.

<sup>4)</sup> Das gilt aber natürlich, streng genommen, nur für die unmittelbar benachbarten Teile der verschobenen Masse. Denn wir wissen ja aus dem Wechsel der Sprunghöhen einer und derselben Verwerfung wie aus dem sehr häufig verschiedenen Streichen und Fallen zweier, an eine Verwerfung angrenzender Schollen, daß diese oft genug nicht parallel mit sich selbst verschoben werden, sondern eine Drehbewegung erfahren. HÖFER hat das am angegebenen Orte eingehend erläutert. Man vgl. auch. A. von KOENENS wichtige Erörterungen über gekrümmte Verwerfungsflächen in seiner Arbeit: „Über postglaciale Dislokationen“. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. für 1886. Berlin, 1887, S. 6 u. f.

Als Kartensignatur für gemeine Klüfte haben wir einfache Linien gezeichnet, die in der Streichrichtung gezogen werden<sup>1)</sup>. Steht die Kluft vertikal, so bekommt sie in der Mitte einen kurzen Querstrich nach beiden Seiten (Fig. 1). Ist sie geneigt, so wird das in bekannter Weise durch einen senkrecht zu der Linie angesetzten Pfeil ausgedrückt (Fig. 2). Handelt es sich

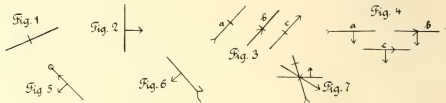


Fig. 1. ONO-streichende, vertikale, gemeine Kluft.

Fig. 2. N—S-streichende, O-fallende, gemeine Kluft.

Fig. 3. NO-streichender, vertikaler Harnisch mit horizontalen Streifen in a, 45° nach NO ansteigenden Streifen in b, vertikalen Streifen in c.

Fig. 4. O—W-streichender, S-fallender Harnisch, in a mit horizontalen, in b mit 45° ostwärts steigenden, in c mit 60° ostwärts steigenden Streifen.

Fig. 5. NW-streichender, SW-fallender Harnisch, dessen Streifen mit 67½ Steigung das Maximalgefälle der Harnischfläche haben, also der Fall-Linie parallel gehen.

Fig. 6. NW-streichender, SW-fallender Harnisch mit horizontalen Streifen, an dem die nordöstliche Scholle im Verhältnis zu der südwestlichen weiter nach NW verschoben ist.

Fig. 7. Sternsymbol für eine O—W-streichende, N-fallende gemeine Kluft, einen NNW-streichenden, vertikalen Harnisch mit horizontalen Streifen und einen SO-streichenden, vertikalen Harnisch mit vertikalen Streifen.

nicht um eine gemeine Kluft, sondern um einen Harnisch, so setzen wir auf die Längslinie der Kluft einen Pfeilkopf auf. Sitzt dieser wie in Figur 3a an dem Anfang einer Linie mit einfachem Querstrich, so bedeutet das horizontalen Verlauf der Harnischstreifen an vertikaler Harnischfläche. Sitzt der Pfeilkopf in der Mitte, so steigen die Harnischstreifen mit 45° über

<sup>1)</sup> Befinden sich auf derselben Karte auch noch Fallzeichen von Schichten, so kann man die Kluft- und Harnischzeichen leicht durch rote oder blaue Farbe abheben. Ich würde für Druckfugen, einschließlich Harnische, das für Verwerfungen übliche Rot, für Strukturfugen Blau verwenden. Bei der LINDSchen und bei der DINUSchen Karte war das nicht nötig, da das Fallen der Schichten meist sehr gering ist und oft in den einzelnen Aufschlüssen gar nicht sicher gemessen werden kann. Erst aus dem Verlauf der Formationsgrenzen kann man in den betreffenden Gebieten das allgemeine Fallen der Schichttafeln sicher erschließen. Das Fallen der stärker geneigten Randschollen des Pfälzer Waldes ist bereits auf der LEPLASchen Karte dargestellt.



der Horizontalebene an (Fig. 3b). Sitzt er am Ende, so stehen sie vertikal (Fig. 3c), was natürlich überhaupt nur bei vertikaler Stellung der Harnischfläche selbst möglich ist.

Ist die Harnischfläche geneigt, was, wie bereits angeführt, durch einen in der Fallrichtung quergestellten kleinen Pfeil gekennzeichnet wird, so bedeutet der am Anfang der Längsline aufgesetzte Pfeilkopf ebenfalls horizontalen Verlauf der Streifen (Fig. 4a). Der Pfeilkopf in der Mitte bedeutet ein wahres Fallen der Harnischstreifen von  $45^{\circ}$  (Fig. 4b). Reicht der Pfeilkopf noch weiter, so stehen die Streifen entsprechend steiler (Fig. 4c). Ganz ans Ende kann er aber nicht rücken, da das Maximalfallen der Streifen ja nie das Fallen der Fläche übersteigen kann. Da es indessen für den Leser wichtig ist, ohne weiteres zu erkennen, daß die Richtung der Streifen mit der Fallrichtung übereinstimmt, so empfiehlt es sich, in diesem Falle auf das Ende der Streichlinie einen kleinen Kreis zu setzen (Fig. 5).

In der LINDSchen und in der DINUSchen Arbeit waren wir noch insofern etwas abweichend vorgegangen, als wir bei geneigten Harnischflächen den Pfeilkopf ans Ende setzten, wenn das Fallen der Streifen mit dem Fallen der Fläche übereinstimmte. In den im Gange befindlichen Arbeiten werden die Signaturen bereits in der vorher beschriebenen Weise gezeichnet.

Bei den Untersuchungen von LIND und DINU ist die bei HÖFER mitgeteilte und neuerdings von HEIM eingehend beschriebene Methode zur Feststellung des relativen Sinnes der Bewegung noch nicht verwendet worden<sup>1)</sup>. In den jetzt im Gange befindlichen Untersuchungen werden wir uns aber bemühen, auch diese Methode soweit als möglich zu verwerten. Für den Fall, daß das gelingen sollte, werden wir dem Harnisch-Pfeilkopf noch zwei der Streichrichtung der Harnischfläche parallele, aber entgegengesetzt gerichtete kurze Striche anhängen und durch deren Richtung den relativen Sinn der Bewegung ausdrücken (Fig. 6).

Eine besondere Erwähnung verdient auch noch das Verfahren, das in den Arbeiten von LIND und DINU angewandt worden ist, um trotz des kleinen Maßstabes der Karte die verschiedenen Klüfte und Harnische eines oder mehrerer dicht benachbarter Aufschlüsse noch zur Darstellung bringen zu können. Wir haben in solchen Fällen die Signaturlinien zu

<sup>1)</sup> HEIM (Säntisgebirge. S. 243) sagt dafür: „der relative Verstellungssinn“.

einem Sternsymbol vereinigt (Fig. 7). Fielen die Streichrichtungen mehrerer Klüfte zusammen, so wurde die betreffende Linie fatter gezeichnet. Stimmten nur die Streichrichtungen, nicht aber die Fallwinkel überein, so wurden an die Längslinie mehrere Querpfeile angesetzt. Hatten mehrere Harnischflächen gleiche Orientierung, aber ungleich ansteigende Streifen, so wurden auf die Längslinie des Symboles mehrere Pfeilköpfe an den betreffenden Stellen aufgesetzt. Ich verhehle mir indessen nicht, daß ein Teil der LINDSchen Sternsymbole im Druck wegen der starken Häufung der Linien unklar geworden ist. Es ließ sich das bei dem kleinen Maßstab der Karte leider nicht vermeiden<sup>1)</sup>. Man wird bei ihrer Benützung daher gut tun, auch noch die der Arbeit beigegebene Harnischtablelle auf S. 44 u. 45 mitzuverwenden.

Zum Schlusse dieser Auseinandersetzungen über die Signaturen sei noch ausdrücklich hervorgehoben, was freilich eigentlich selbstverständlich ist, daß die geographische Richtung, oder wie ich dafür sagen will, die Streichrichtung der Harnischstreifen gewöhnlich nicht identisch ist mit der Streichrichtung der Harnischfläche. Die Streichlinie eines Harnischstreifens erhält man, wenn man diesen auf die Horizontalebene projiziert. Das Streichen der Streifen und der zugehörigen Harnischfläche fällt nur bei horizontalem Verlaufe der Streifen zusammen. Sind die Streifen aber geneigt, so bilden die beiden Streichrichtungen einen mehr oder minder großen Winkel in der Horizontalebene. Man kann diesen Winkel indessen stets aus den mitzuteilenden Daten über die Orientierung der Harnischfläche und den wahren Fallwinkel der Streifen berechnen.

Nach diesen Auseinandersetzungen über die Art der Messung und Darstellung der Harnische kehre ich nun zu dem Verlaufe der bereits ausgeführten 2 Kartierungen zurück. LIND hat in einem Gebiet von 1480 km<sup>2</sup> 1273 Klüfte und 133 Harnische an 254 Aufschlüssen gemessen<sup>2)</sup>. Man kann wohl annehmen, daß bei diesen großen Zahlen die aus den vorher angeführten Quellen stammenden Fehler unschädlich gemacht sein werden. — Aus den LINDSchen Messungen haben sich die folgenden Hauptresultate ergeben:

<sup>1)</sup> z. B. bei Dossenheim. Freilich würde eine noch zartere Linienführung ein klareres Bild geliefert haben. Die DINUSche Karte ist wesentlich klarer.

<sup>2)</sup> Dabei sind alle zweifelhaften Klüfte und Harnische (Kontraktionsrisse der Erstarrungsgesteine, Risse und Harnische, die von Gehängerrutschungen herrühren können usw.) möglichst bei Seite gelassen.

1. „Die Orientierung des Flußnetzes ist im Heidelberger Gebiet trotz aller Ereignisse der langen geologischen Geschichte in erster Linie durch die Spaltensysteme der Tertiärzeit bedingt.“ Dabei „scheint im allgemeinen die Art der Ausbildung eines Spaltensystemes die Flußrichtungen stärker zu beeinflussen als die nachweisbare Zahl der Spalten. Sind z. B. die Spalten gut entwickelt, d. h. gehen sie durch viele Schichten von unten bis oben durch, lassen sie sich auch horizontal eine größere Strecke weit verfolgen und klaffen sie stark, so haben sie einen größeren richtungsbestimmenden Einfluß als zwar zahlreiche, horizontal und vertikal aber wenig ausgedehnte und wenig geöffnete Spalten, die das erste System kreuzen<sup>1)</sup>).
2. In dem an dem östlichen Rande des Rheintalgrabens gelegenen Untersuchungsgebiet ist ein longitudinales und ein transversales Harnischsystem unterscheidbar. „Das horizontale Element der Bewegung hat sowohl längs der longitudinalen als auch längs der transversalen Spalten eine bedeutende Rolle gespielt. Das deutet als Ursache tangentialen Druck an, der im allgemeinen in NS- und OW-Richtung wirkte“. (S. 42).

Von den Einzelresultaten scheint mir eines eine besondere Bedeutung zu haben. In der Transversalgruppe der Harnische haben „nur 2 Proz. Streifen, die parallel mit dem Einfallen der Harnischflächen laufen . . . , 2 Proz. haben horizontale Streifen. 62 Proz. haben Streifen, deren horizontales Element der Bewegung größer ist als das vertikale; 40 Proz. haben Streifen, die mit der Horizontalebene einen Winkel von 0—10° einschließen“.

Die aufgeführten Ergebnisse der Harnisch-Untersuchungen zusammen mit anderen in der Originalarbeit zu vergleichenden schienen mir so wichtig und mit den herrschenden Anschauungen so wenig vereinbar zu sein, daß ich einen zweiten Schüler von mir, Herrn JON DINU aus Bukarest, dazu veranlaßte, den süd-östlichen Pfälzer Wald, also das bereits von LEPLA studierte Gebiet, das dem LINDschen auf der anderen Seite des Rheintalgrabens gegenüberliegt, einer entsprechenden Untersuchung hinsichtlich der gemeinen Klüfte und der Harnische zu unterwerfen. (Vgl. S. 503).

DINU hat dort an 342 Aufschlüssen 2281 Klüfte und 199 Harnische gemessen. Das von ihm begangene Gebiet dehnt

<sup>1)</sup> LIND: a. a. O., S. 30.

sich von Neustadt a. d. Hart im Norden bis Weißenburg i. Els. im Süden aus. Es reicht vom Gebirgsrande im Osten bis zu der großen Parallelverwerfung der Rheintal-Hauptspalte, die sich aus dem Elsaß über Wilgartswiesen nach Weidental zieht. Es mißt etwa 50 km in der NS-, etwa 23 in der OW-Richtung.

Von DINUS Resultaten zitiere ich an dieser Stelle nur die folgenden:

1. „Aus dem Vorhergehenden ergibt sich mit Sicherheit der Schluß, daß tatsächlich die Gesteinsfugen innerhalb des von mir untersuchten Gebietes einen sehr deutlichen Einfluß auf die Richtung der heutigen Talstücke ausüben“.
2. „Aus allen diesen Untersuchungen erhellt, daß auch linksrheinisch ähnlich wie rechtsrheinisch das ganze Gebirgsgebiet durch ein Bruchnetz, in welchem zwei Richtungen, eine ungefähr nordsüdliche und eine ost-westliche vorherrschen, in Schollen zerteilt wird. Diesen zwei Hauptbruchsystemen entlang gingen Bewegungen vor sich. Bezeichnend für diese Bewegungen ist die Tatsache, daß die horizontale Komponente der Bewegung eine viel wichtigere Rolle gehabt hat, als man bis jetzt annahm. 45,4 Proz. der Rutschflächen der Transversalgruppe zeigen Streifen, bei welchen die horizontale Bewegungskomponente größer als die vertikale ist, und von diesen 45,4 Proz. haben nur 27,5 Proz. nach W ansteigende Streifen, während 57,5 Proz. nach O ansteigende und 15 Proz. horizontale besitzen“.
3. „Diese Erscheinungen bekräftigen uns also, ebenso wie die Resultate der Messungen an den Harnischspalten, in der Überzeugung, daß der Mechanismus der Dislokationen in unserem Gebiete viel komplizierter ist, als man bis jetzt angenommen hat, daß jedenfalls der Seitendruck eine wichtige Rolle gespielt hat, und daß sicherlich die Annahme eines einfachen, durch die Schwerkraft bedingten Einsinkens der Rheintalscholle allein nicht zur Erklärung der beobachteten Tatsachen ausreicht. Das Vorherrschen der nach Osten ansteigenden Streifen am Transversalsystem der Randzonenharnische läßt sich kaum anders erklären als durch die Annahme, daß eine Tendenz bestand, die randlichen Gebirgsschollen bis zu einem gewissen Maße über den Graben hinüberzuschieben“.

Sowohl DINU wie LIND haben sich übrigens bei der Erforschung der Tektonik der Rheingraben-Ränder auf meinen Wunsch nicht bloß der Harnische bedient, sondern sie haben

auch die Messung der gemeinen Klüfte zu demselben Zweck verwertet. Es zeigte sich nämlich bei ihren Aufnahmen, daß sowohl rechtsrheinisch wie linksrheinisch je zwei einander annähernd senkrecht schneidende Haupt-Spalten-systeme vorliegen, deren Streichrichtungen den Grabenverwerfungen parallel gehen bzw. senkrecht zu ihnen stehen. Von den beiden Systemen ist hüben wie drüben das longitudinale wesentlich stärker entwickelt als das transversale. Es kann nun gar kein Zweifel darüber vorhanden sein, daß diese gemeinen Klüfte fast alle nichts anderes sind als Verwerfungen mit nicht mehr meßbaren Verschiebungsgrößen. Schon DAUBRÉE kam zu diesem Ergebnis; LEPLAS und HOBBS Untersuchungen führten ebenfalls dazu, und aus den Arbeiten von LIND und DINU geht es klar hervor.

Ein noch viel wichtigeres Resultat ergab aber die Messung der Fallrichtungen der Klüfte. Allerdings besteht, wie schon auf S. 504 hervorgehoben, eine bereits von DAUBRÉE und LEPLA erkannte Tendenz zur Anordnung der Klüfte senkrecht zu den Schichtflächen, und zwar parallel und senkrecht zu der Streichlinie. Indessen zeigen mir meine eigenen Beobachtungen ebenso wie die Ergebnisse der LIND-DINUSchen Untersuchungen, daß es unter dem Einfluß der gebirgsbildenden Bewegungen doch auch sehr häufig zur Bildung von schräg zu den Schichtflächen stehenden Klüften kommt. Nun hat schon ANDREAE<sup>1)</sup> in dieser Hinsicht eine wichtige Überlegung veröffentlicht, die auch ich 1903 eingehend erörtert habe<sup>2)</sup>. Bei den gewöhnlichen Hypothesen über die Entstehung des Rheintalgrabens sollte man nämlich erwarten, daß in den longitudinalen Spalten-systemen neben vertikalen Klüften und Verwerfungen im wesentlichen nur nach der Grabenmitte einfallende Spalten vorkämen. Dagegen müßten Spalten, die gegen die Horste gerichtet sind, zu den Ausnahmen gehören oder doch nur da auftreten, wo die Schichten gegen die Mitte des Grabens einfallen.

Bei der ANDREAESchen und bei meiner Hypothese, der sich übrigens neuerdings auch J. WALTHER<sup>3)</sup> angeschlossen hat, ist es dagegen erklärlich und notwendig, daß neben vertikalen und gegen die Grabenmitte gerichteten Spalten auch von dieser abgewandte Spalten und Verwerfungen in erheblicher Zahl auftreten.

<sup>1)</sup> Verhandl. Naturh. Mediz. Verein Heidelberg. N. F. IV., S. 19 u. f.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 1903, Bd. 55, S. 413 u. 414.

<sup>3)</sup> Vorschule d. Geologie. I. Aufl. 1905, S. 100—101. Ebenso in Neue Zeitschr. f. Miner., Geol. und Paläontolog., Augustheft 1910, S. 55.

Die Messung der Fallrichtungen der Klüfte und Verwerfungen ist also eines der Mittel zur Prüfung der betreffenden Hypothesen.

Sehen wir nun, welche Ergebnisse die beiden fertig vorliegenden Arbeiten in dieser Hinsicht hatten.

LIND (S. 38 u. f.) fand, daß von den mit weniger als  $71^{\circ}$  einfallenden longitudinalen Klüften des ganzen Gebietes  $36 = 61$  Proz. nach Osten,  $23 = 39$  Proz. nach Westen einfallen. Von den mit  $71-85^{\circ}$  einfallenden, sehr viel zahlreicheren Klüften fand er  $154 = 44,4$  Proz. ostfallend,  $193 = 55,6$  Proz. westfallend. Innerhalb einer nur 1,5 km vom Gebirgsrande ausgedehnten Zone waren die Zahlen die folgenden:

Gruppe I (weniger als  $71^{\circ}$  Fallen)

Ostfallen 16 = 76 Proz.,

Westfallen 5 = 24 Proz.

Gruppe II ( $71-85^{\circ}$  Fallen)

Ostfallen 38 = 45,7 Proz.,

Westfallen 45 = 54,3 Proz.

Allerdings darf bei der Bewertung dieser Zahlen nicht vergessen werden

1. daß außerdem noch 413 vertikale oder annähernd vertikale Longitudinalklüfte beobachtet wurden, und
2. daß als Longitudinalgruppe alle Klüfte mit einem Streichen zwischen N  $45^{\circ}$  O und N  $45^{\circ}$  W zusammengefaßt wurden, während die Hauptverwerfungen zwar im großen und ganzen, aber keineswegs immer genau N-S laufen.

Andererseits fallen die Schichten in dem untersuchten Gebiet im allgemeinen nach SO bzw. SSO, so daß also durch die vorher besprochene Tendenz der Klüftstellung senkrecht zur Schichtfläche die gegen die Horste einfallenden Klüfte an Zahl nicht vermehrt sein können.

Jedenfalls also scheint mir, das Vorherrschen ostfallender Klüfte in der Gruppe I und ihre immer noch sehr starke Vertretung in der Gruppe II sehr schwer mit den alten Hypothesen über die Entstehung des Rheingrabens in Einklang gebracht werden zu können<sup>1)</sup>.

DINU fand im Pfälzer Wald, also auf der Westseite des Grabens, die folgenden Zahlen, die ich ebenso gruppiere wie vorher bei LIND.

<sup>1)</sup> LIND selbst stimmte in dieser Hinsicht nicht ganz mit mir überein. Vgl. S. 42, Fußn. 1, bei ihm.



## Gesamtgebiet.

Gruppe I (weniger als 71° Fallen)

Ostfallen 95 = 39 Proz.,

Westfallen 174 = 61 Proz.

Gruppe II (71—85° Fallen)

Ostfallen 282 = 50,4 Proz.,

Westfallen 277 = 49,6 Proz.

Vertikal (85—90°) 427.

Randzone bis 1,5 km vom Gebirgsrand.

Gruppe I (weniger als 71° Fallen)

Ostfallen 46 = 31,7 Proz.,

Westfallen 99 = 68,3 Proz.

Gruppe II (71—85° Fallen)

Ostfallen 137 = 45,7 Proz.,

Westfallen 163 = 54,3 Proz.

Vertikal (85—90°) 167.

Auch hier ist die große Zahl der vertikalen oder annähernd vertikalen Klüfte zu berücksichtigen sowie die Tatsache, daß der Gebirgsrand von Weißenburg bis Neustadt a. d. Hardt nicht N-S, sondern im ganzen etwa NNO streicht, während auch hier als Longitudinalgruppe alle Klüfte mit einem Streichen zwischen N 45 O und N 45 W gerechnet sind. Der dadurch entstandene Fehler spielt aber nur eine sehr kleine Rolle, weil unter den longitudinalen Klüften die NNO-streichenden tatsächlich stark vorherrschen.

Was die Orientierung der Schichten betrifft, so sieht man aus LEPLAS Übersichtskarte, daß nahe dem Gebirgsrande SO-Fallen, weiter weg aber NW-Fallen herrscht. Am Gebirgsrande mag also durch die Tendenz zur Zerklüftung senkrecht zu den Schichtflächen die Zahl der gebirgswärts fallenden Klüfte vermehrt sein. Im Gesamtgebiet muß sich das aber wieder ausgleichen. In diesem finden wir nun ein sehr starkes Vorherrschen der westfallenden Klüfte der ersten Gruppe und annähernde Gleichheit der Zahl in der zweiten Gruppe. In der Randzone ist das Vorherrschen der westfallenden Klüfte beider Gruppen wohl infolge der besprochenen Tendenz etwas größer.

Auf alle Fälle scheint mir aber auch hier das Vorherrschen bzw. die gleichstarke Vertretung der gebirgswärtsfallenden Klüfte sehr schwer erklärlich für den, der auf dem Boden der alten Hypothesen über die Entstehung des Rheingrabens steht, und **unerkklärlich**, wenn man berücksichtigt, daß sich die

beiden gegenüberliegenden Gebiete jedes genau umgekehrt verhalten, als es die alten Hypothesen verlangen.

Schon aus den beiden hier angeführten und fertig vorliegenden Arbeiten ergibt sich meiner Ansicht nach die große Bedeutung der Untersuchung und Kartierung der gemeinen Klüfte und besonders der Harnische, erstens für die Erklärung des Verlaufes unserer Talsysteme, zweitens aber für das Verständnis und die Erklärung des Mechanismus der Gebirgsbildung und in unserem besonderen Falle also der Entstehung des Rheingrabens.

Ich will aber vorsichtig sein und nicht behaupten, daß mit den beiden bereits durchgeführten Arbeiten genügend geschehen sei. Ich habe vielmehr, um zu sicher einwandfreien Resultaten zu kommen, wie bereits auf S. 503 erwähnt, eine Reihe von anderen Schülern von mir veranlaßt, entsprechende Themata zu bearbeiten. Drei solcher Arbeiten sind bereits im Gange, die eine im nördlichen Schwarzwald in der Umgebung von Pforzheim, eine zweite im mittleren Schwarzwald bei Lahr und eine dritte in den nördlichen Vogesen in der Umgebung von Barr. Ich hoffe, binnen kurzem noch wenigstens drei andere Gebiete nach denselben Grundsätzen bearbeiten lassen zu können und habe dabei unter anderen auch den Schweizer Tafeljura ausgewählt. Auch hat mir Herr Dr. BORZONG in Aussicht gestellt, daß er nach Vollendung anderer Arbeiten die Zaberner Bucht in derselben Weise untersuchen will. Wenn alle diese Arbeiten beendet sein werden, hoffe ich, mich mit größerer Bestimmtheit über den Mechanismus des Rheingraben-Einbruches aussprechen zu können. Sehr viel erwarte ich von der Untersuchung des Schweizer Tafeljuras, weil dort nach den Feststellungen v. HUENES<sup>1)</sup>, BUXTORFS<sup>2)</sup> und BLÖSCHS<sup>3)</sup> tatsächlich nach unten konvergent begrenzte Gräben auftreten.

Auf alle Fälle glaube ich aber jetzt bereits behaupten zu können, daß die Messung und Kartierung der Harnische einen ganz wesentlichen Beitrag zum

<sup>1)</sup> Verh. d. Naturf. Gesellsch. zu Basel, 1900. Bd. XII.

<sup>2)</sup> Beitrag zur geol. Karte der Schweiz. N. F. 11. Lieferung, Bern, 1901.

<sup>3)</sup> Neues Jahrb. f. Mineral. Beil. Bd. XXIX. Stuttgart, 1910. — Blösch hält in seiner interessanten Darlegung (S. 662) die Bildung der Grabenbrüche durch Horizontalschub für unwahrscheinlich und weist auf die enorme Reibung hin, die bei steiler Spaltenstellung zu überwinden ist. Ich möchte für jetzt jede theoretische Reflexion vermeiden und die Ergebnisse der ausstehenden Arbeiten abwarten.

Fortschritte der tektonischen Geologie, insbesondere der Tafel- und Schollengebirge, liefern kann. Es wäre sehr erfreulich, wenn die geologischen Landesanstalten als die dazu geeignetsten und berufensten Vertreter der wissenschaftlichen Geologie sich entschließen könnten, sich auch dieser Aufgabe zu widmen.

### Nachtrag.

Erst nach Abschluß der vorstehenden Arbeit lernte ich infolge eines Literaturhinweises in der auf S. 520 zitierten Veröffentlichung von BLÖSCH die „Observations sur la théorie des „Horst“ von A. DE GROSSOUVRE kennen<sup>1)</sup>.

In dieser sehr wichtigen Abhandlung wird nicht nur die Frage der absoluten und relativen Hebung der Horste in ganz eigenartiger und geistreicher Weise behandelt. Es wird auch in ziemlich ähnlicher Art, wie ich das erst 1903 (a. a. O.) getan habe, auf die Möglichkeit der Bildung überschobener Gräben durch Tangentialdruck hingewiesen. Ich bedauere es, an dieser Stelle nicht mehr näher auf die GROSSOUVRESche Arbeit eingehen zu können, hoffe das aber bei einer anderen Gelegenheit nachzuholen.

---

<sup>1)</sup> Bull. Soc. géol. France. Sér. III. Tome **17**, 1888–89, S. 435 bis 443.

### 13. Zur Kenntniss der Molasse und der Tektonik am nordwestlichen Bodensee.

Von Herrn W. SCHMIDLE in Konstanz.

(Mit 3 Textfiguren.)

#### I. Das normale Molasseprofil.

Die Molasse zerfällt in drei leicht unterscheidbare Abteilungen: Untere Süßwassermolasse (mu), Marine Molasse (mm) und Obere Süßwassermolasse (mo). mu und mo werden gewöhnlich als Süßwasserbildungen angesehen, ROLLIER (Nr. 19) sieht mu als marine Ablagerung an (vergl. Seite 533).

#### 1. Die untere Süßwassermolasse, mu.

Sie besteht aus Sandsteinen, Sanden und Mergelbildungen. Die Letzteren herrschen vor und sind vielfach durch helle (rote und gelbe) Farben ausgezeichnet. Kalkbänke fehlen, wenn man nicht die Süßwasserkalke, welche lokal an ihrer Basis auf dem Jura liegen, dazu rechnen will. Die Sande sind meist locker und nur stellenweise durch Kalk zu unregelmäßigen großen Wülsten und Knollen verbunden (Knauerbildungen). Sie bestehen in der Hauptsache aus Quarz-, Feldspat- und Glimmerkörnern. Rote und grüne Quarzkörner sind oft so häufig, daß sie den Sanden eine rötliche oder grünliche, oft auch gelbliche Farbe verleihen. An Fossilien wurden bis jetzt nur gefunden;

1. Ein Kiefer von *Rhinoceros minutus* (Cuv.) (GUTMANN Nr. 18.)
2. Zerdrückte Planorben (SCHILL, Nr. 1).
3. Abdrücke von Schilfstengeln<sup>1)</sup>.
4. *Unio* sp.<sup>2)</sup>.

Steinkohlenflöze, welche bald wieder auskeilen, kommen vor. Die Gesamtmächtigkeit ist unbekannt, jedenfalls größer als 100 m.

<sup>1)</sup> Von Herrn Prof. Dr. DEECKE bei Ludwigshafen gefunden.

<sup>2)</sup> Von mir bei Bermatingen.

Nach SCHALCH (Nr. 6) zerfällt sie:

1. in die Sandstufe,  $mu_1$ , den untern Horizont; mächtige Mergel- und Sandlagen mit Knauerbildungen (Gundelstal bei Stahringen).

2. in die Mergelstufe,  $mu_2$ , den oberen Horizont; reine, meist rot gefärbte Mergel welche oben durch die Sande der mm plötzlich abgeschlossen sind.

## 2. Die Marine Molasse, mm.

Die Ausbildung der Sande ist wie bei  $mu$ . Als neuer charakteristischer Mineralbestandteil treten Glaukonitkörner auf (SCHALCH, Nr. 6). Es sind kleine, rundliche, in der Aufsicht

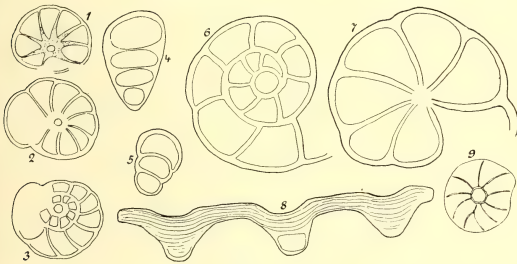


Fig. 1.

### Mikrofauna der Molasse.

1 und 9 Oberflächenansicht je einer Rotalide. 2 und 3 Ansicht eines weiteren Tieres von beiden Seiten. 6 und 7 Ansichten eines andern Individuums, stärker vergrößert. 4 und 5 *Lingulina molassica* n. sp. 8 unbekannt.

schwarze oder grüne, in der Durchsicht grüne oder gelbgrüne Körner, die wie eingestreute Pulverkörner aussehen und den Sanden und Sandsteinen eine dunklere Farbe geben. Sie haben stets eine runde, ziemlich glatte, glänzende Oberfläche. MILLER (Nr. 2) sieht in ihnen die Steinkerne von Foraminiferen, GÜMBEL (Nr. 6) weist diese Ansicht zurück, ob immer mit Recht glaube ich nicht. Die roten und grünen Quarzkörner treten gegenüber der  $mu$  etwas zurück, sind jedoch immer noch häufig.

Über den Mergeln von  $mu$  befindet sich bei Ludwigshafen, am Mindelsee und bei Steißlingen ein ungeschichteter, grober, oft loser, oft hart verbackener Sand, oft reich an Fossilien. Wo er wie bei Steißlingen oder Ludwigshafen zu einem harten

Sandstein verbacken ist, entspricht er der Seelaffe d. h. dem Muschelsandstein der Schweizer Geologen, welcher an der Basis von mm auftritt. Wo die Sande lose sind, enthalten sie (bei Wahlwies, Steißlingen, Stahringen) die intakten Schalen einer Rotalide, mir scheint es *Discorbina turbo* GÜMBEL zu sein (Textfigur I, Nr. 1, 2, 3, 6, 7 und 9), selten trifft man noch andere Foraminiferen (Nr. 4 und 5).

Über diesem Fossilhorizonte liegen noch mehrere ohne bestimmte Stellung (SCHALCH, Nr. 6, WÜRTEMBERGER, Nr. 8, GUTMANN, Nr. 18), bald mit lockeren, bald mit festen Sanden und, wie es scheint, ohne bestimmte Fossilführung. Nur am oberen Ende der ganzen Ablagerung erscheint fast regelmäßig eine feste Sandsteinbank mit vielen Steinkernen und oft vereinzelt alpinen kleinen Geröllen, eine ansgezeichnete Strandbildung, es ist der Muschelsandstein der badischen und schwäbischen Geologen, welcher der basalen Seelaffe nicht entspricht. Über ihm liegen stets noch weitere lose, teils geschichtete, teils ungeschichtete Sande und Sandsteinbänke, welche fast stets von einer oder zwei dünnen Geröllbänken alpiner Gesteine<sup>1)</sup> durchzogen sind. Am Steinhof bei

<sup>1)</sup> Es gelang mir, 425 Gerölle aus der Geröllbank bei Deisendorf (Nr. 17) zu isolieren. Die Geröllanalyse ergab:

Formation	Geröllzahl	Gewichtszahl
Molasse . . . . .	0,47 %	0,56 %
Flysch . . . . .	53,64 "	57,64 "
Kreide . . . . .	—	—
alp. Jura . . . . .	5,18 "	7,80 "
alp. Trias und Dyas . . . .	22,36 "	9,97 "
Porphyry . . . . .	1,18 "	0,40 "
Spilit . . . . .	1,88 "	1,05 "
Granit . . . . .	6,12 "	16,64 "
Gneis . . . . .	1,65 "	0,71 "
unbestimmbar, meist Quarze .	7,52 "	5,23 "
	100,00 %	100,00 %

Die Gerölle des alpinen Jura waren zumeist rote und grüne Hornsteine, diejenigen der Trias und Dyas Hauptdolomite und Buntsandsteine, Verrucano. Die Granite waren die exotischen Granite des Flysches. Ihre relative Häufigkeit besonders im Gegensatz zu ihrer Seltenheit im Rheindiluvium schließt indessen m. E. völlig aus, daß sie aus dem Flyschestammen. Sie sind wie die Flyschgerölle durch ihre Größe und wenig gerundete Gestalt ausgezeichnet, während umgekehrt die Porphyre, die Dolomite, Gneise (darunter ein Hornblendegneis), Buntsandsteine und Spilite nur in sehr kleinen Exemplaren vorhanden sind. Die Größe ist der Härte nicht entsprechend. Die kleinen Gerölle müssen deshalb einen weiten Weg zurückgelegt haben. Man



Lippertsreute findet man hier Deltabildungen und Flußlinsen als Zeichen fluviatiler Herkunft.

Ein dritter, fast konstant auftretender Fossilhorizont liegt beim Übergang der Heidenlöcherschichten in die Sandschiefer (s. u.). Zwischen der Karkegg und Wallhausen beobachtete hier SCHALCH (Nr. 6) härtere Bänke mit reichlicher Fossilführung (*Mastra subtruncata*, *Corbula gibba*, *Pecten palmatus*, die *Corbula*-Bank SCHALCHS). Ihr entspricht auf der andern Seite (Steinbruch von Hödingen, Spetzgart, Weg von Ueberlingen nach Andelshofen) eine fossilführende Bank (*Pecten palmatus*, *Cardium commune*, *Tapes helvetica*, *Trochus patulus* usw.), welche bis jetzt (SCHALCH, Nr. 6, SCHILL, Nr. 1) als typischer oberer Muschelsandstein angesehen wurde. Die Süßwassermolasse, welche bei Hödingen über ihr kartiert wurde, ist indessen typischer mariner Sandschiefer, und der echte obere Muschelsandstein liegt viel höher (Ludwigshof bei Nesselwangen und Sorgenhöfe bei Andelshofen.)

An dem neuen Weg bei dem ehemaligen Kloster St. Katharina konnte man dieses Frühjahr direkt sehen, daß diese Sand- und Sandsteinbänke diskordant zu den Sandschieferschichten der marinen Molasse liegen. Eine sehr merkbare Diskordanz ergibt sich hier ferner, wenn man den Schichteneinfall mit dem Einfall der Grenzhorizonte vergleicht. Stets fallen die Molasseschichten bedeutend stärker nach Südosten ein, als diese Horizonte. Es müssen also wohl schon während der Ablagerung der Molasse Senkungen nach Südosten hin stattgefunden haben und die dadurch schiefer gestellten Schichten von der Brandung erodiert worden sein.

Die häufigsten Versteinerungen der marinen Molasse sind (SCHALCH, Nr. 6):

kommt so ungezwungen zur Anschauung, daß zu Ende des Burdigalien ROLLERS direkt südlich oder südöstlich des Molassebeckens ein Flyschgebirge sich ausdehnte und die exotischen Granite des Flysches entweder als Decke oder in primärer Ablagerungsform (vindelicisches Gebirge) vorhanden waren, daß dann weiter im Süden die Gesteine der heutigen obersten alpinen Decken (Dolomit, Buntsandsteine, Hornsteine) lagen und erodiert wurden. Die tieferen alpinen Decken (die Kreide der helvetischen Decke z. B.) waren dagegen noch größtenteils darunter begraben.

Da die Molassesande naturgemäß die feinsten Zerreibungsprodukte dieser Gerölle sind, so haben sie denselben Ursprung. In der Molasse nehmen nun die roten und grünen Quarzkörner, die Reste also der jurassischen Hornsteine, vom Oligocän bis ins obere Miocän stetig ab. Wenn sie aus den oberen alpinen Decken stammen, so müssen diese also schon im Oligocän vorhanden gewesen und erodiert worden sein, wie auch ROTHFLETZ und TORNQVIST fanden

Bryozoen.

Foraminiferen.

*Pecten palmatus* LM.

*Pecten Sowerbyi* NYSH.

*Cardium Bodanicum* M. E.

*Cardium commune* M. E.

*Tapes helvetica* M. E.

*Mastra subtruncata* und var. *triangula*.

*Corbula gibba* OLIV.

*Trochus patulus*. BROCH.

*Natica Burdigaliensis* M. E.

*Conus canaliculatus* BROCH.

*Lamna contratidens* AG.

*Oxyrhina Desori* AG.

*Oxyrhina hastalis* AG.

*Oxyrhina xiphodon* AG.

Nach ROLLIER gehört die beschriebene m-Molasse in das Burdigalien (= I. Mediterranstufe SUESS), während die Molasse nahe von Stockach in das jüngere Vindebonien (= II. Mediterranstufe SUESS) zu setzen ist.

Man kann überall drei Abteilungen von unten nach oben unterscheiden.

a) Die Heidenlöcherschichten  $mm_1$  (SCHALCH, Nr. 6). Massige Sande und Sandsteine, oft ohne Schichtung, 40 bis 50 m mächtig.

b) Die Sandschiefer  $mm_2$  (SCHALCH, Nr. 6). Glimmerreiche Sandmergelschiefer, dünnbankig mit dünnen Mergelschichten, oft mit einigen größeren Sandbänken. 30 bis 40 m mächtig.

c) Die Geröllstufe  $mm_3$ . Der obere Muschelsandstein oder massige Sande, darüber Sande mit Geröllen, 0,2 bis 30 m mächtig.

### 3. Die obere Süßwassermolasse, mo.

Sie gleicht oft im Aussehen der mu völlig. Die Menge der roten und grünen Quarzkörner tritt zurück, Glimmerkörner sind etwas reicher, infolgedessen entbehren die Sande des roten oder grünen oder grüngelben Tones und sind weiß oder hellgelb. Sehr vereinzelt trifft man in den untersten Horizonten Glaukonitkörner. Hell gefärbte Mergel treten gegenüber von mu sehr zurück. Der Fossilreichtum ist größer. Man findet nicht selten:

*Unio flabellatus* GOLDF.

*Anodonta Lavateri* MÜ.

*Planorbis* sp. (*cornu* BRONG. v. MANTELLI.)

*Helix sylvana* (KLEIN.)

*Limnaeus dilatatus* NOUL.

*Clausilia* sp.

*Melania Escheri* BRONG.

*Bythinia* sp.

*Chara*-Früchte.

*Cinnamomum polymorphum* A. BR.

*Populus latior* A. BR.

*Acer trilobatum* A. BR.

*Salix*.

Sie zerfällt in folgende Stufen (von unten nach oben).

a) Die Übergangsschichten  $mo_1$ . Sie bestehen aus dünnplattigen (oft fossilreichen) Sandsteinen oder hellen feinen, gelben Sanden und feinen, oft knolligen Süßwasserkalken mit darüber- oder darunterliegenden, oft fossilreichen hellen und dunklen Mergeln, 20 bis 50 m mächtig.

b) Die Sandstufe  $mo_2$  (GUTMANN Nr. 18). Geschlossene, lockere, kaum geschichtete Sande mit Knauern und Mergelinseln, vereinzelte Mergelbänke, 50 bis 100 m mächtig.

In dieser Stufe befinden sich mehrere aus kalkreichen Mergelknollen und ton- und sandhaltigen, bohnen- bis faustgroßen Kalkkonkretionen bestehende Pseudokonglomeratbänke, welche bald auskeilen und meist *Unio flabellatus* enthalten (SCHILL Nr. 1, SCHALCH Nr. 4 und 6, GUTZWILLER Nr. 3).

c) Die Konglomeratstufe  $mo_3$ . Helle und dunkle Mergel, fast überall mit Kalkbänken durchsetzt, mit vereinzelten Kohlenflözchen, mit Sand- und Sandsteinbänken und Konglomeratbänken aus alpinen Komponenten<sup>1)</sup>.

d) Über der Konglomeratstufe liegen am Schienerberg nochmals lockere, wenig geschichtete Sande;  $mo_4$ . Darüber folgt dort diluviale Nagelfluh. Die Molasse unter ihr ist vielerorts deutlich verschwemmt. Sie hat dann oft einzelne Gerölle der Nagelfluh aufgenommen. (Bleiche bei Stein.)

Während in der Molasse der alpinen Vorberge Geröllhorizonte die ganze Molasse durchschwärmen, findet man sie hier nur noch in  $mm_3$  und  $mo_3$ , also am Ende der marinen- und der Süßwasserbildung. Dieses beweist, daß das Seebecken von Süden her jedesmal durch Flußdeltas bedeutend eingeengt, wenn nicht völlig zugeschüttet wurde (ROLLIER Nr. 10 und 11).

<sup>1)</sup> SCHILL (Nr. 1) faßt  $mo_1$  und  $mo_3$  als Lignitbildungen zusammen. Es ist ihm nicht entgangen, daß die Lignitbildungen gewöhnlich (weil er auch  $mo_1$  dazu rechnet) den obersten Horizont der Tertiärbildungen einnehmen. Unter oberer Süßwassermolasse versteht er vorzüglich unsere Sandstufe  $mo_2$ .

## II. Die Molasse und die Tuffe der Hegauvulkane.

Unter den Auswurfsprodukten der Hegauvulkane sind nur Tuffbildungen bekannt geworden. In ihnen liegt eine Fauna und Flora, welche mit derjenigen von  $mo$  zu parallelisieren ist. Unter den aus der Tiefe mitgerissenen Auswürflingen befinden sich Produkte der marinen Molasse, ferner Süßwasserkalke der  $mo$ . (BURI, Nr. 19). BURI möchte diese direkt mit den Öhningerkalcken ( $mo_3$ ) parallelisieren. Kürzlich fand ich in den Tuffen des Hohentwiel einen alpinen Flyschsandstein. Er kann nur aus den Konglomeraten von  $mm_3$  oder  $mo_3$  kommen. Aus diesen Befunden ergibt sich jedenfalls, daß die Tuffe nach oder während der Ablagerung der oberen Süßwassermolasse ausgestoßen wurden.

Eine genauere Zeitbestimmung ergibt ihre Auflagerung. Wo sie mit der Molasse in Berührung treten, liegen sie **auf** der Sandstufe  $mo_2$  oder höher, sie sind somit jünger als diese (z. B. an der Rosenegg und am Hardberg bei Worblingen). Am Schienerberg bedecken sie nach den Schilderungen HEERS (SCHALCH, Nr. 4) speziell die Trennungfläche  $mo_2/mo_3$ , oder sie liegen in  $mo_3$  und zwar derart, daß sie mit der Molasse innig gemengt erscheinen. Am Nordhang des Schienerberges bilden sie in  $mo_4$  einen durchgehenden Horizont stellenweise voll von *Helix sylvana*. **Dieses weist ihnen direkt das Alter der Konglomeratstufe oder der oberen Sandstufe zu.** Tiefer sind Tuffe noch nie gefunden worden.

## III. Die Verbreitung der Konglomeratstufe der oberen Süßwassermolasse.

Die Gerölle der Konglomeratstufe bilden auf dem Thurgauer Seerücken wenigstens zwei über einen Meter mächtige Horizonte. Sie sind fest verbacken und haben, wenn sie sich berühren, die bekannten Eindrücke. Von FRÜH (Nr. 5) und GUTZWILLER (Nr. 3) liegen mehrere Geröllanalysen vor. Die Gerölle sind ausschließlich alpinen Ursprungs; Kalke herrschen vor, gegen Südosten ist eine Zunahme der Urgesteine konstatierbar (GUTZWILLER, Nr. 3, S. 63). Nachgewiesen wurde: Flyschgesteine, Nummulitenkalk, Schratzenkalk, Adneterkalk, rote Hornsteine des Jura, Liasfleckenmergel, Dolomite, Verrucano, rote Granite, Diorite, Gneise, Quarzite. Die Lagerung der Geröllsteine weist auf einen von Süden kommenden Fluß, bei Tägermoos (südlich von Steckborn)

fand FRÜH (Nr. 5, S. 83) deutliche Schuttkegelstruktur mit Böschungswinkeln von  $5^{\circ}$  und  $20^{\circ}$  und nördlichem Einfall der Geröllschichten. Die Tätigkeit des Schlammprozesses war in schönster Abstufung vom feinsten Kalkmergel bildenden oberflächlichen Schlamm zum feinen und groben Sand und feinem und grobem Kies zu sehen. Selbst kleine Sandschmitzen ließen eine diskordante Parallelstruktur erkennen.

Daß hier sowie in  $mm_3$  die Ablagerungen eines von Südosten kommenden Flusses vorliegen, kann kaum bezweifelt werden.

Wie beim Übergang von  $mm$  zu  $mo$  sind hier die Geröllschichten stets mit Kalk- und Mergelbänken verbunden. Ein genetischer Zusammenhang muß existieren. „In ruhige Buchten mit reicher Vegetation, welche den Kalk in Form von Seekreide absetzte, mögen die von Südosten kommenden Ströme Mergelschlamm, Sande und Gerölle eingelagert haben<sup>1)</sup>.“

Die bekannten Öhninger Kalke gehören zu unserer Stufe. Denn nur in ihr finden wir in der oben Molasse Kalkbänke. Sie liegen ferner zwischen Mergeln, und HEER beschreibt in den Sandkalken des unteren Bruches das Vorkommen von Geröllen (SCHALCH, Nr. 4). Auch am Nordrande des Schienerberges hat kürzlich Lehrer KRAMER in Rielasingen noch alpine Gerölle in  $mo_3$  gefunden.

Am Nordrande des Schienerberges streichen die Mergel unserer Stufe in 650 m Höhe aus (SCHILL, Nr. 1, S. 96). Ihre Mächtigkeit ist gering. Sie enthalten ein Kohlenflözchen. Bei Schienen soll es wieder zum Vorschein kommen, „wodurch sich ein Streichen nach dem Öhninger Kalkschiefer ergeben würde“ (SCHILL, Nr. 1, S. 96). Am Südabhange des Berges beginnt unsere Stufe bereits in 530 m Höhe und erreicht schon eine Mächtigkeit von 70 m. Ihre obere Grenze bildet in ca. 580—600 m Meereshöhe einen ausgesprochenen Quellhorizont. Am Thurgauer Seerücken jenseits des Sees liegt die untere Grenze auf der Nordseite nur noch 450 m hoch; die Mächtigkeit reicht jetzt bis auf die Höhe des Berges und beträgt mindestens 150 m. Nach GUTZWILLER (Nr. 3, S. 62) geht dies Herabsinken der unteren Grenze und das Anschwellen der Mächtigkeit gegen Süden zu weiter. „Südlich des Thurtales bei Wyl und am Turbental sehen wir die Nagelfluh sowohl unten im Tale als oben auf dem Bergrücken. Sobald wir aber das Thurtal (nördlich) erreichen, erscheint die Nagelfluh nur noch auf den obersten Teilen der Berge.“ Mit dem Anschwellen der Stufe

<sup>1)</sup> KAUFMANN: Beiträge zur geol. Karte der Schweiz 11. Lieferung.  
Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1911.

nimmt zugleich die Zahl und Mächtigkeit der Geröllbänke zu. Die Gerölle in den Kalksandén des unteren Öhninger Steinbruches und am Nordrand des Schienerberges erscheinen somit als ihre letzten nördlichen Ausläufer.

Das südliche Anschwellen von  $mo_3$  geschieht auf Kosten von  $mo_2$ . Die untere Grenze der letzteren liegt überall in 420—440 m Höhe. Am Nordhang des Schienerberges beträgt die Mächtigkeit 230 m, am Südhang 100 m; am Nordhang des Thurgauer Seerückens nur noch 40—50 m; an seinem Südhang scheint nicht viel mehr vorhanden zu sein, wie die ESCHERSCHEN Profile zeigen, welche GUTZWILLER (Nr. 3, S. 99 u. 100) veröffentlicht hat.

Mir scheint, daß die Sande dieser Stufe durch dieselben von Südosten kommenden Gewässer zunächst erodiert werden, welche später die Gerölle, Kalkbänke und Mergel von  $mo_3$  wieder aufschütteten (vgl. ROLLIER, Nr. 11, S. 163). Durch die obere Süßwassermolasse geht dann eine Erosionsfläche hindurch. Da nun diese Erscheinungen mit dem Ausbruch der Hegauer Vulkane zeitlich zusammenfallen, so darf man vielleicht eine ursächliche Verknüpfung annehmen.

Die Öhninger Flora und Fauna scheinen nach diesen Darstellungen in und an den Altwässern am Rande eines Stromes, eines tertiären Rheines, gelebt zu haben.

#### IV. Die Molasse am Göhrenberg und bei Oberstenweiler.

Bis jetzt wurde hier überall obere Süßwassermolasse kartiert. Ein zufälliger Fund von Glaukonit in den Diluvialsanden auf dem breiten Scheitel des genannten Berges veranlaßte mich, die Molasse genauer zu untersuchen. Ich erkannte bald, daß eine ganz abweichende Ausbildung derselben vorliegt. Östlich von Markdorf an dem von Wirmetsweiler herabkommenden Flusse, ebenso in den Schluchten hinter Bermatingen ist der Sockel vorzüglich aufgeschossen. Molassesande wechseln mit vielen hellen und dunklen Mergellagen ab, bei den Kellern des Spiegelberges liegen eine Menge Knauer. Die Molasse enthält keinen Glaukonit, in der Schlucht hinter Bermatingen fand ich einen Unionenhorizont; es liegt also jedenfalls Süßwassermolasse vor, und zwar glaubte ich der vielen Mergeleinlagerungen wegen den Horizont  $mo_1$  gefunden zu haben. Das Einfallen ist entweder sehr schwach südöstlich oder die Schichten liegen völlig horizontal.



Von ca. 500 m Höhe an nimmt die Molasse ein ganz fremdes Aussehen an, welches bis zur Spitze des Berges also auf eine Vertikalerstreckung von 200 m völlig gleich bleibt. Es treten die schon am Fuße des Berges reichlich vorhandenen feinen, kalkreichen, dünngeschichteten, bröckeligen, blauen oder rötlichen und gelben Tonmergel völlig in den Vordergrund.

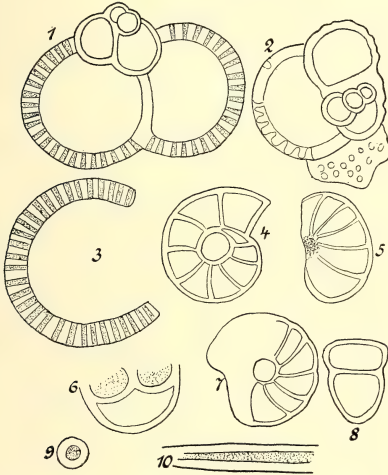


Fig. 2.

## Mikrofauna der Göhrenbergsandsteine.

1 u. 2. *Orbitolina universa* ORBIG. 3. Einzelne Kammer davon. 4, 5 u. 7. *Discorbina conf. turbo* GÜMBEL. 6. *Orbitolina spec.* 8. Unbekannt. 9 u. 10. Quer- und Längsschnitt einer Schwammnadel.

Der Berg ist deshalb wie die Flyschberge von kleinen Rutschungen ganz bedeckt. Unterbrochen sind die Tone durch 2 bis 50 cm mächtige, harte, fast weiße, oder bei Verwitterung rostgelbe, unten ziemlich grob-, oben feinkörnige Sandsteinbänke. In ca 600 m Meereshöhe schwellen einige von ihnen etwas an und erzeugen rings um den Berg eine kleine Terrasse.

Auch hier ist der Einfall schwach südöstlich oder völlig horizontal.

Auf der Nordseite des Berges bei Obergehrenberg kam bei einer Brunnengrabung zwischen den Tonen eine Sand-

schicht zum Vorschein, welche fast das Aussehen gewöhnlicher Molassesande hatte.

Die Tone sind fossilfrei. Der Sandstein besteht aus eckigen großen Komponenten: Quarzen, Kalken; weißen meist etwas chloritisch verfärbten Glimmerblättchen, einigen Biotitblättchen, relativ vielen und stark verwitterten, kaolinisierten Feldspaten. Sie bedingen die kreidige Farbe des Gesteins. Eingestreut sind einige Pyritkörner und Glaukonit. Nach meinen bisherigen Wahrnehmungen nimmt der Glaukonitgehalt nach obenhin zu, sowohl nach Zahl als Größe der Körnchen. Bei der Prüfung mit der Lupe fallen sie indessen nicht sehr auf, und daher kommt es, daß die Ablagerung bis jetzt als Süßwassermolasse gedeutet wurde.

Das Bindemittel ist vielfach Kieselsäure. Es bedingt die Härte des Gesteins.

Von größeren Fossilien fand ich bis jetzt bloß eine Platte mit wurmspurenähnlichen Erhöhungen und Anschwellungen auf den Schichtflächen der mächtigeren Sandsteinbänke in 600 m Höhe und pholadenähnliche Gänge, welche die Bänke in senkrechter Richtung durchsetzen und oft gekrümmt sind. Die Mikrofauna ist in den Sandsteinen des höheren Teiles des Gebietes ziemlich gut entwickelt. Ich konnte konstatieren:

1. *Orbitolina* cf. *universa* d'ORBIGNY (ev. auch *Globigerina* spec.) Fig. 1 u. 2 (und 6?) ziemlich häufig.

Die Kammern sind globigerinenartig gehäuft, unregelmäßig gelagert und nehmen rasch an Größe zu. Die größeren Kammern haben grobe Poren. Diese globigerinenartigen Familien scheint eine große grobporige Kammer zu umschließen. Größere Kammern trifft man oft einzeln; sie sehen dann einer Radiolaria ähnlich. Fig. 3.

Im Flyschsandstein traf ich ebenfalls diese Form.

2. *Discorbina* cf. *turbo* GÜMBEL, Flora von Bayern Bd. I, S. 491, Fig. 266, Nr. 21 a und b. Unsere Textfigur 2, Nr. 4, 5, 7.

Die Gehäuse sind nur 120  $\mu$  im Durchmesser groß; sonst unterscheiden sie sich nicht von den Formen des Flysches und der Molasse. In den Sanden bei Obergehrenberg fand ich übrigens auch eine große Form, wie sie in der Molasse und dem Flysche gefunden wird als freies Exemplar.

Ziemlich selten.

c) Spongiennadeln, 50 bis 120  $\mu$  im Durchmesser groß, genau in der Form, wie sie im Flyschsandstein häufig sind. Textfigur 2, Nr. 9 u. 10.

Ziemlich selten.

Es kann somit kein Zweifel sein, daß hier eine marine Ablagerung vorliegt. Da ihr ganzer Bau völlig von demjenigen der marinen Molasse abweicht, und ihr Tonreichtum und ihr Fossiliengehalt mit demjenigen des Flysches stimmt (die Sandsteine sind hier freilich heller als die am Föhnern, aber auch wie dort verkieselt), so glaubte ich lange Zeit, sie dorthin stellen zu sollen. Ich dachte zunächst an Verwerfungen gegen das umliegende Molassegebirge, dann an Anlagerungen der Molasse, so daß der Göhrenberg als alte Insel aus dem Molassemeer emporgeragt hätte. Wiederholte Besuche aber überzeugten mich, daß die Molasse diese Göhrenberger Tone unterlagert. Den Übergang konnte ich zwar noch nicht auffinden, ich konnte mich ihm aber beiderseits bis auf 20 m Distanz nähern. Nie war dabei eine Lagerungsstörung oder das Anzeichen einer Küstenbildung wahrzunehmen. Die Massen liegen völlig konkordant aufeinander.

Unsere Göhrenbergmergel gehören also jedenfalls zur Molasse, sie sind marin, und es geht eine Süßwassermolasse mit Knauern und Unionen ohne facielle Änderung in eine Meeresablagerung über. Unmöglich kann ich sie indessen zu der oben beschriebenen marinen Molasse des Burdigalien rechnen; denn es ist undenkbar, daß auf die kurze Entfernung (Deisendorf—Oberstenweiler) von 15 km eine so gründliche facielle Änderung vor sich geht. Wo bleiben hier die Sandschiefer, wo die Heidenlöcherschieften, wo sind dort die Bänke teilweise durch Kieselsäure verkittet? Es bleibt somit nur übrig, sie entweder zu  $\mu_0$  oder  $\mu_1$  zu rechnen. Mit  $\mu_0$  hat sie die facielle Ausbildung völlig gemeinsam, womit auch Herr SCHALCH übereinstimmt, welchem ich die Ablagerung zeigte. Und zwar entspricht sie dann speziell dem Horizonte  $\mu_2$ , während die liegenden Knauersande mit ihren Mergelbänken sich ungezwungen zur Sandstufe  $\mu_1$  ziehen lassen. Mir scheint in der Tat diese Parallelisierung die wahrscheinlichste, um so mehr, als ROLLIER (Nr. 11) den Beweis zu erbringen suchte, daß  $\mu_0$  eine marine Ablagerung sei. Es ist dann freilich hier am nördlichen Bodensee nicht die ganze untere Molasse eine Meeresablagerung, sondern nur ihr oberer Horizont  $\mu_2$ , die Mergelstufe.

Eine zweite Möglichkeit ist übrigens immerhin ins Auge zu fassen. Unsere Göhrenbergmolasse könnte nach ROLLIER zur Stockacher Molasse, also zum Vindebonien gehören. Die Süßwasserbildungen am Fuße des Berges müßten dann mit den Süßwassereinlagerungen parallelisiert werden, welche FALKNER und LUDWIG bei St. Gallen in der marinen Molasse konstatierte. Ich halte diese Möglichkeit indessen für nicht zutreffend, da

die facielle Ausbildung des Vindebonien sowohl bei Stockach (GUTMANN, Nr. 18) als auch bei St. Gallen (FALKNER und LUDWIG, Nr. 12) eine völlig andere ist.

Unsere Ablagerung endlich zu  $mo_1$  zu rechnen, halte ich für unmöglich. Die letztere umgibt den Göhrenberg allseitig. Es müßte also in dem Delta, welches die Obere Süßwassermolasse darstellt, ein tiefes mit Seewasser angefülltes Loch, welches zwar zugeschüttet aber nicht ausgesüßt wurde, existiert haben, was undenkbar ist.

### V. Verwerfungen im Bodenseegebiete.

SCHALCH (Nr. 6, S. 267 und 341) hat zuerst bei Sippingen ein großes dreieckiges Senkungsfeld nachgewiesen. Es wurde indessen von PENCK (Nr. 7) als Abrutschung des übersteilen Geländes gedeutet, als im Bodensee der Gletscher und damit das Widerlager abgeschmolzen war.

Die Störung ist zweifelsohne postglacial, denn die ausgezeichnet erhaltenen Schutt- und Stauungshügel auf der abgesunkenen Fläche können von keinem Gletscher mehr berührt worden sein. Mir scheint indessen das Areal viel zu groß, um die Senkung als Abrutschung zu deuten. Und da ich am Bodensee anderwärts postglaciale tektonische Störungen kenne und das ganze Senkungsfeld im Verlauf einer, wie mir scheint, tektonischen Störungslinie liegt, so stehe ich nicht an, sie als solche anzusehen.

Dann hat KITTLER (Nr. 14) längs des Leiblachtales parallel dem Pfänder eine Verwerfung konstatiert. Da der Pfänder aus mariner oder unterer Süßwassermolasse besteht und das schwäbisch-bayrische Vorland aus oberer Molasse, so ist sie hier wohl augenscheinlich. Diese Leiblachlinie bildet den Südschluß des Bodenseekesselbruches. Teilsprünge sieht man an dem großen Fluhband, welches in südlicher Richtung am Pfänder aufsteigt.

Nach STIZENBERGER (Nr. 22) bildet die Molasse in der Fortsetzung des Überlinger Seetales eine Mulde.

Eine eingehende Untersuchung der Talbildungen und Bergformen im nordwestlichen Seegebiet hat mich (Nr. 17) darauf geführt, daß weder der Bodensee noch die größeren Täler rein erosive Bildungen sein können, sondern, daß ihre erste Anlage auf tektonische Störungen zurückgehen muß, welche dann die Schmelzwässer des Rheingletschers und der Gletscher selbst weiter bearbeiteten. Solche Störungen glaubte ich längs des Frickinger Tales, des Überlingersees und des Mindelsees nach-

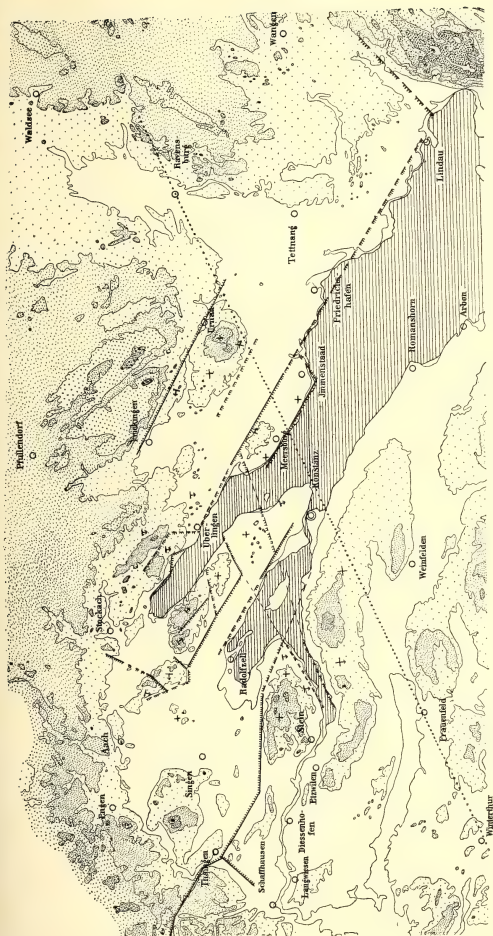


Fig. 3.

Höhen-schichtenkarte der Umgebung des Bodensees mit Angabe der Verwerfungslinie. .... Erdbebenlinie REGELMANN'S.  
Fig. 5.

weisen zu können. Sie streichen in der Richtung des Sees und stehen also fast senkrecht zur Leiblachlinie. Aber auch parallel mit ihr vermutete ich eine quer über den Bodenrücken hinziehende Störung und eine weitere längs des Steiner Rheintales.

GUTMANN (Nr. 18) hat meine Mindelseeverwerfung bestätigt und eingehender begründet. Eine weitere Bruchlinie wies er bei Stockach nach. Sie geht nördlich an der Nellenburg vorbei nach Südwesten, überschreitet wahrscheinlich die nördliche Fortsetzung des Überlingerseetales und läßt sich dann bis in die Gegend von Steißlingen verfolgen. Ich nenne sie kurz die „Stockacher Verwerfung“. Sie geht somit Kittlers Leiblachlinie parallel und ist vielleicht als nördlicher Abschluß des Kesselbruches zu deuten. Eine Reihe anderer Verwerfungen stellt er als wahrscheinlich hin.

Im Westen unseres Gebietes sollen nach BURI (Nr. 19, S. 17) die nord-südlich streichenden Vulkanreihen Verwerfungslinien entsprechen. Da ferner der Nordrand des Schienerberges der Tuffreihe Galgenberg-Hardtberg-Junkernbühl-Rosenegg parallel geht, so sieht er in ihm eine ost-westlich streichende Verwerfung. Eine weitere von Nordwest nach Südost streichende Störungslinie vermutet er in der Tuffreihe: Wangen, Oberwaldhof, Heilsberg bis zum Spöckgraben.

Die bisherigen Untersuchungen ergeben also Störungslinien, welche, abgesehen von den nord-südlich streichenden Vulkanreihen in der Richtung Nordwest-Südost oder beinahe senkrecht dazu verlaufen. Die ersteren nenne ich nach ihrer Richtung zur Seeachse Längs-, die zweiten Querverwerfungen. Sie bestätigen also die Ansicht C. REGELMANN'S (Nr. 16), welcher nach der Häufigkeit der Erdbeben in unserem Gebiete zwei Störungsrichtungen unterscheidet, von welchen die eine Dornbirn—Ludwigshafen—Stockach, die hercynische, unsern Längsverwerfungen entspricht, während die andere, Zofingen, Frauenfeld, Konstanz-Ravensburg, die varistische, unsern Querverwerfungen parallel geht.

Noch klarer wird dieses aus den folgenden Untersuchungen hervorgehen.

## VI. Der Göhrenberg.

Wenn der Göhrenberg und die sich westlich anschließende Höhe von Oberstenweiler aus mu oder mm bestehen, so bilden sie einen Horst, da ringsherum



obere Süßwassermolasse liegt. Er muß von Störungslinien umgeben sein. Nördlich von ihm ist die Urnauer Verwerfung. Der untere Teil des Deggenhauser Tales und seine östliche Fortsetzung, das flußlose Tal von Urnau, entsprechen ihr. Es ist eine Längsverwerfung. Im Deggenhauser Tal liegt nördlich von Mennwangen der Möglisrain. Er besteht aus Göhrenbergmolasse mit einem merkwürdigen westlichen Einfallen, so daß der Berg als Klemmpacket in dem Graben aufzufassen ist. Die Störung muß also ganz am Rande des Steilabfalles vom Höchsten und Heiligenberge hingehen.

Südlich von unserm Horst liegt die breite Senke, welche von Markdorf bis Unteruhldingen sich erstreckt. Ich hatte schon früher vermutet, daß ihr eine Verwerfung zugrunde liegt (Nr. 17, S. 38). Dieses scheint nun durch die marine Natur der Göhrenbergmolasse erwiesen, da jenseits obere Süßwassermolasse liegt. Ich nenne die Senke den „**Markdorfer Graben**“. Er verläuft wieder in südost-nordwestlicher Richtung. Die Sprunghöhe muß im östlichen Teile wenigstens 200 m betragen, da hier mu an mo anstößt.

Der südliche Flügel, der Meersburger Berg, besteht aus den beiden unteren Horizonten von mo. Seine vorgeschobene Lage charakterisiert ihn als eine Staffel in dem Grabenbruch des Sees selbst. Das Seeufer an seinem Südwestabhang fällt fast 200 m senkrecht ab. Zieht man nun längs des nicht minder steilen Nordwestabhangs des Meersburger Berges am Südwestrand des Grabens die Verwerfungslinie, so fällt ihre nördliche Verlängerung in das Nordufer des Überlingersees und die südliche in die große Uferlinie von Friedrichshafen bis Lindau. Es gibt keine auffallendere Linie im ganzen Gebiet.

## VII. Die Fortsetzung der Wutachtalverwerfung.

Südlich von Lenzkirch zieht in die große Wutachverwerfung ca. 35 km in südöstlicher Gichtung bis nach Thaingen, wo sie beim Eintritt in das Molassegebiet mit großer Sprunghöhe (Jura gegen Juranagelfluh) scheinbar plötzlich endet. Unsere oben angegebene Gliederung der oberen Süßwassermolasse erlaubt, ihren weiteren Verlauf bis an den Bodensee zu verfolgen. Am Nordabhange des Schienerberges liegt die Grenze mo<sub>2</sub>/mo<sub>3</sub> in 650 m Meereshöhe. An den Tuffbergen auf der andern Seite des Tales Arlen-Moos und seiner westlichen, von der Biber durchflossenen Fortsetzung Arlen-Thaingen liegen nach SCHALCH [Nr. 4] sicher bereits in 500 m Meereshöhe die Tuffe auf der

bei Worblingen anstehenden Sandstufe  $mo_2$  der oberen Süßwassermolasse. Da nun diese Tuffe der Konglomeratstufe  $mo_3$  entsprechen und ihre Auflagerungsfläche wenigstens der Grenze von  $mo_2/mo_3$  (S. 528), so muß durch das Tal eine Verwerfung von großer Sprunghöhe ziehen, welche bei Worblingen ca. 150 m beträgt. Es kommen denn auch bei Bankholzen die obersten Schichten der marinen Molasse am Fuße des Schienerberges in 450 m Meereshöhe zutage (SCHALCH, Nr. 4). Wie bei der ganzen Wutachtalverwerfung ist auch hier der Nordflügel gesunken.

Die Verwerfung gehört in ihrem ganzen Verlaufe zu den Längsstörungen.

Ist es nun ein Zufall, daß die Verlängerung dieser Linie das Südufer des Untersees von Mannenbach an trifft und von Konstanz an auch das Südufer des Obersees? (Vgl. S. 549.)

### VIII. Die Fulachtalverwerfung.

Außerordentlich merkwürdig sind die Verhältnisse der Molasse westlich vom Schienerberge. Am Rauhenberg bei Gailingen liegt obere Süßwassermolasse und zwar zunächst am Westabhang bei Ramsen, wie es scheint,  $mo_2$ , weiterhin nach den vielen Mergelvorkommen, welche MEISTER<sup>1)</sup> beschreibt,  $mo_1$  (oder  $mo_3$ ?). Kaum 5 km weiter westlich, kurz bevor man das Fulachtal erreicht, kommt schon der Jura zum Vorschein. Steigt man nun bei Thaingen den Juraabhang ca. 160 m hinauf, so trifft man oberhalb Lohn über den Bohnerztonen wieder Süßwassermolasse. Der Jura, die Bohnerze und die obere Süßwassermolasse liegen also hoch über der beinahe horizontal liegenden  $mm$  und  $mo$  des Schienerberges und seiner westlichen Fortsetzung. Diese Verhältnisse wiederholen sich bei Stetten und Bütterhardt, also auf der ganzen Westseite des Fulachtales, nur daß dort noch Brackwassermolasse hinzukommt. Die Verwerfung muß also längs dieses Tales oder vielmehr längs der mit glacialen Ablagerungen erfüllten Gegend östlich dieses Tales verlaufen. Sie führt gerade auf den Hobenstoffeln hin.

Ob nicht längs des ganzen Jurarandes die Verwerfung sich fortsetzt? GUTMANN (Nr. 18, S. 508) vermutet am Jurarande bei der Mehlaus und Langenstein eine hierher gehörende Querstörung; sie könnte die Fortsetzung der Fulachtalverwerfung sein.

Die Schichten sinken also keineswegs, wie diese Querstörungen zeigen, bruchlos vom Jura in das Molassebecken ab.

<sup>1)</sup> MEISTER in: „Die Schweizer Tonlager“, S. 256 u. ff. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, geotechnische Serie, IV. Lieferung.)

### IX. Der Bodanrücken.

Eine eingehende Besprechung verlangt der Bodanrücken zwischen den beiden Nordzipfeln des Bodensees. Bis jetzt glaubte man, daß in seinen hinteren Teilen östlich der Mindelseeverwerfung zwischen Stahringen und Dettingen die Schichten ziemlich regelmäßig nach SSO in einem Winkel von  $2-3^{\circ}$  einfallen. Nun fand ich bei Langenrain am Vogelherd die Grenze mo/mm in 470 m Höhe, nordöstlich davon bei Röhrnang in 460 m Höhe, und nordöstlich bei Liggingen wie auch GUTMANN und SCHALCH in 475 m. Am Katharinenbach ist sie gegenwärtig in ca. 460 m sichtbar und südlich davon bei Wallhausen am Duttenbühl in 470 m. (SCHALCH, Nr. 6). Diese Beobachtungen widersprechen völlig einem regelmäßigen Einfallen.

Eine geometrische und plastische Darstellung aller bis jetzt bekannten Grenzpunkte von mm/mu zeigte, daß in einer Ebene A liegen:

Mühlberg (westlich von Stahringen)	590 m hoch
Möggingen Bierkeller . . . . .	475 - -
Dürrenhof . . . . .	440 - -

und in einer Ebene B:

Bodmann Hohlweg . . . . .	560 m hoch <sup>1)</sup>
Bergzug Idrichstal-Goggletal	510 - -
Steckenloch . . . . .	500 - -
Teufelstal . . . . .	470 - - <sup>2)</sup>

Nun liegen die Orte der Ebene A alle westlich des Dettenbachtals, die von B, alle östlich davon. Beide Ebenen fallen südöstlich ein, doch liegt A etwa 60—100 m tiefer als B.

Ich sehe darin eine Verwerfung, **die Dettenbachtalverwerfung**, deren westlicher Flügel gesunken ist.

Untersucht man die Grenze mo/mm, so liegen in einer Ebene, welche fast genau 100 m (die Mächtigkeit von mm) über der Ebene B liegt:<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> Vgl. SCHALCH, Nr. 6, Karte.

<sup>2)</sup> Etwas unter diese Ebene B kommen die ganz am steilen Abhang gegen den Ueberlingersee liegenden Punkte:

Idrichstal 490 m  
Hohlweg südlich Steckenloch 450 -

Die niedere Lage beruht wohl auf einer Abrutschung am steilen Seeufer.

<sup>3)</sup> Etwas tiefer liegen wieder die ganz am Steilabhang liegenden Grenzpunkte:

Bodmann	635 m	Meereshöhe
Frauenberg	625 -	-
Langenrain	570 -	-

Alle diese Orte liegen östlich des Dettenbachtals.

Im westlichen Flügels liegt leider kein Grenzpunkt  $mo/mm$  über Tag. Die Grenzpunkte aber, welche die oben charakterisierte Unregelmäßigkeit bedingen,

Liggeringen	475 m
Röhrnang	470 m,

kommen in die Verwerfungsspalte zu liegen; sie lassen sich in keine Ebene einfügen. Sie gehören offenbar zu Klemmpacketen. Beim Aufstieg von Liggeringen auf die Höhe findet man Stücke des Kalkhorizontes von  $mo_1$  von 570 bis 600 m Höhe. (Vgl. GUTMANN, Nr. 1 S. 8.) Die Störung ist eine Längsstörung.

Langenrain liegt am Südende eines Steilanstieges. Nach Süden zu fällt das Gelände bis fast nach Konstanz nur wenig mehr ab. Von Westen her dringen zwei flache Talbildungen in das Gebirge ein, die erste geht von der Südostecke des Mindelsees gegen Lagenrain, die zweite liegt 5 Kilometer südlicher und geht von Kaltbrunn nach Dettingen. Beide trennen die so morphologisch hervortretende Scholle von Freudental ab.

Sie scheint auch geologisch hervorzutreten. Ihr Süd- und Ostrand ist gut erschlossen.

Am Südrand finden wir die Grenze  $mo/mm$

1. bei Kaltbrunn in 470 m Meereshöhe;
  2. nordwestlich der Dobelmühle bei Dettingen in 480 m Meereshöhe.
  3. bei Wallhausen am Hochschwand in 470 m Meereshöhe.
- Am Ostrand liegt die Grenze.

1. bei Wallhausen am Hochschwand in 470 m Höhe;
2. am Katharinenbach (neuer Weg) in 460 m Höhe;
3. bei Kargeck in ca. 480 m Höhe.<sup>1)</sup>

Talhintergrund	Frasen und Bodenburg	600 — 590 m
-	-	Idrichstal . . . . . 595 -
-	-	Siegmundsrate . . . . . 580 -
-	-	Goggletal . . . . . 585 -
-	-	Effletal . . . . . 585 -
-	-	Steckenloch . . . . . 570 -

Auch hier scheint eine Abrutschung am Steilhang vorzuliegen, denn die Mächtigkeit der marinen Molasse ergibt an den Abhängen bloß 70—90 m.

<sup>1)</sup> Die Grenze ist nicht erschlossen, doch liegt typischer Muschel

Aus diesen Daten muß man schließen, daß die Grenze nur einen sehr schwachen Einfall nach Südosten hat, und viel schwächer einfällt als die Molasseschichten selbst (vgl. S. 525). Zugleich erscheint die Scholle abgesunken. Denn bei Langenrain liegt die Grenze  $mo/mm$  noch 570 m, bei dem nahen Kargegg jedoch 470—480 m hoch. Das vom Mindelsee gegen Langenrain sich hinziehende Tal dürfte also einer Querverwerfung parallel laufen, längs welcher der Südflügel um etwa 90 m gesunken ist. Entsprechend findet man an dem Halbmond nördlich der Kargegg statt der zu erwartenden Haidenlöcherschichten wieder die Bänke der Sandschiefer.

Sehr wahrscheinlich hat auch das südliche Grenztal unserer Scholle, welches von Dettingen nach Kaltbrunn führt, diesen Charakter. Denn etwa 250 m nördlich von Wallhausen sieht man eine mächtige Sandbank in den Sandschiefern, welche ca. 40 m über dem See fast horizontal am Abhang sich hinzieht, auf eine Strecke von ca. 30 m unterbrochen. Südlich der Unterbrechung erscheint sie wieder fast 10 m tiefer und hat nun ein südöstliches Einfallen, welches fast bis Wallhausen anhält. Dort verschwindet sie plötzlich, dafür erscheint ca. 40 m tiefer am See eine Muschelsandsteinbank, und die marine Molasse verschwindet von hier ab gegen Süden zu mit einem Male. Zugleich springt das Ufer fast einen Kilometer ostwärts vor (bei St. Nikolaus) und hat hier einen Steilabfall in den See von 130 m Tiefe.

Südlich des Tales Dettingen — Kaltbrunn ist die Molasse auf der Westseite der Halbinsel durch mächtige Glazialablagerungen verhüllt. Am Ostrand aber tritt sie überall bis nach Staad bei Konstanz zutage. Und zwar ist es stets die Sandstufe von  $mo$ . Ein Absuchen des Ufers ließ mich überall noch die Mergel und Kalkbänke der Übergangsstufe antreffen, so daß die Grenze von  $mo_2/mo_1$  ungefähr in der Spiegelhöhe des heutigen Bodensees verlaufen muß. Ihr entspricht vielleicht der Quellhorizont am Seeufer. Die Mainau besteht, soviel ich sehen kann, aus den Sanden von  $mo_2$ , nur wenig unterhalb des Seespiegels kommen indessen schon die Mergelbänke von  $mo_1$  zum Vorschein.

Merkwürdig ist das Verhalten der Molasse am Ufer gegenüber der Mainau. An dem vom Heiligenhölzle P. 453,5 herab-

sandstein in 450 m Höhe (SCHALCH, Nr. 6), so daß die Grenze bei normalen Verhältnissen nicht höher als 20 bis 30 m liegen kann.

kommenden Bache westlich der Mainau sieht man die Mergel von  $mo_1$  bei der Brücke in noch 445 m Meereshöhe. Am Augusta Kreuz zwischen Egg und Staad liegen sie fast ebensohoch. Über ihnen bilden dann die Sande von  $mo_2$  die bekannte Molassewand, so daß dort die Grenze von  $mo_2/mo_1$  liegt. Diese fällt nun stark südöstlich ein, so daß sie kurz vor Staad das Seeufer wieder erreicht. Entsprechend sieht man am Ufer selbst bei niederem Wasserstand und günstigen Aufschlüssen noch etwas Muschelsandstein, den Geröllhorizont<sup>1)</sup> und die Süßwasserkalke, alles mit starkem südöstlichen Einfallen über den Seespiegel heraustreten.

Es muß sich also wahrscheinlich hinter der Mainau der Molassehorizont um mindestens 40 m wieder heben. Hierin liegt dann wohl auch der Grund, daß östlich von St. Katharina und in einem alten Bruche nördlich der Konstanzer Brunnenstube (zwischen dem Drumlins Kazet und Schwallert) obere Süßwassermolasse vom Charakter  $mo_2$  wieder zutage tritt. Bei den Bohrungen im Girartmoos, am Schwefelbrunnen und am Abendberg (n. von Wollmatingen) hat man sie noch erreicht. Doch sinkt sie rasch südwärts in die Tiefe. Bei Staad und St. Katharina ist sie von großen, mit Moräne erfüllten Klüften durchsetzt, die parallel den Seeufern streichen.

Die Mindelseeverwerfung. GUTMANN (Nr. 18) hat eine Sprunghöhe von 100 m am Mindelsee selbst ausgerechnet. Er hat die von SCHALCH (Nr. 6) bei Signal 444,4 gefundenen fossilreichen Schichten zum oberen Muschelsandstein gezogen. Könnten sie aber nicht ebensogut wie diejenigen am Dürrenhof zum unteren gehören? Die Verhältnisse bei Iznang dürfen nicht, wie GUTMANN es tat, herangezogen werden, da die große Wutachverwerfung dazwischen liegt. Durch Grabung fand ich, daß die marine Molasse an der Mooshalde südwestlich des Sees sicher bis 430 m hinaufreicht, und am Wage über den Heidenbühl reicht sie bis 440 m hinauf. Die Sprunghöhe ist also sicher kleiner.

Der westliche Flügel dieser Verwerfung, die Scholle von „Hohen Gemmingen“ zeigt im ganzen Verlauf keine Molasseaufschlüsse. In ihrem nördlichsten Teile besteht sie, wie der Aufschluß am nördlichen Tunnelleingang und die Ablagerungen am Wege im Brandbühlwalde beweisen, aus mu. Über die Sprunghöhe kann hier kaum etwas ausgesagt werden.

<sup>1)</sup> Stadtrat LEINER hat die Gerölle in der Staader Molasse bereits gekannt und im Rosgartenmuseum deponiert.



GUTMANN läßt die Verwerfungen im Stahringer Tale enden. In der alten Flußschlinge Haslen südlich des Haldenstätterhofes sollte westlich vom Signal 469,3 in 425 m Höhe ein Keller gegraben werden. In dem dadurch entstandenen Aufschluß liegt glaukonitführende Molasse mit schwach südlichem Einfallen. Da nur wenige Meter tiefer die roten glaukonitfreien Sande von mu. anstehen, so stehen wir hier offenbar an der Grenze mm/mu. Am jenseitigen Hange liegt diese Grenze in 500 m Meereshöhe. In einem zufälligen Aufschlusse wurden dort glaukonitführende Sande ausgegraben, während kaum merklich tiefer in dem Tobel, welcher vom Haldenstätterhof östlich ansteigt, die glaukonitfreien Sande von mu zutage treten. Wir stehen hier in der Fortsetzung der Mindelseeverwerfung, welche somit hier eine Sprunghöhe von 70 m hat. Sie hat die sonst kaum verständliche Flußschlinge des glazialen Peripheriestromes am Haldenstätterhof verursacht. Ich möchte sie in gerader Richtung bis Steißlingen fortsetzen. Sollte nicht das plötzliche Auftreten von mm (Sandschiefer?) am Waldegg bei dem Worte „Homburg“ zwischen Singnal 558,4 und 530,0 mitten in mu mit ihr in Verbindung stehen? (Klemmpacket). Das Vorkommen liegt genau in der Verwerfungsrichtung, und die Molasse des Packetes ist von eine Menge kleiner Verwerfungen durchsetzt.

Am Frohnholz bei Steißlingen tritt bereits in den Kellern oberhalb des Steißlingersees in 460 m Meereshöhe marine Molasse<sup>1)</sup> zutage. Es muß ein tiefer Horizont sein, denn es liegen Foraminiferengehäuse in ihr, und überall treten am Berg in den höheren Lagen die Sande von mm<sub>1</sub> zutage. Jenseits Steißlingens, am gegenüberliegenden Bergabhang finden wir südlich der Stockacher Querverwerfung nur untere Molasse, und nördlich von ihr liegt am Kirnberg beim Steinbruch der Übergang mm/mu 500 m hoch. Dort ist ferner ein stark westlicher Einfall, hier liegen die Schichten horizontal. Es muß also eine Längsstörung der Steilhalde des Koniswinkels entlang von mindestens 40 m Sprunghöhe hindurchgehen. Sie kann mit der Mindelseeverwerfung, eventuell auch mit einer Verwerfung, welche dem Ostufer des Untersees parallel geht, ungezwungen in Verbindung gebracht werden.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> SCHALCH (Nr. 4) kartiert und beschreibt am Südfuße des Frohnholzberges mu; ich habe von ihr nichts gesehen.

<sup>2)</sup> An das Frohnholz schließen sich nebeneinander drei mitten aus der Ebene aufragende Hügel an: der Jöhlisberg, der Friedinger-Schloßberg und der Buchberg; sie leiten gerade fast in der Fortsetzung der

Es ist nun bemerkenswert, daß die nördliche Fortsetzung am Bergabhange entlang genau auf die Aachquelle führt, wo die bei Möhringen versinkende Donau wieder zutage tritt.

Überblickt man das System der Verwerfungen auf der Bodanhalbinsel und ihrem Hinterlande, so erkennt man, daß längs zweier Längsverwerfungen, der Dettenbachtal- und Mindelseeverwerfung, das Land treppenförmig im Südwesten gegen den Untersee hin in die Tiefe sinkt<sup>1)</sup>. Jenseits des Untersees streicht dann fast parallel die Fortsetzung der Wutachtalverwerfung, ihr abgesunkener Flügel liegt nun umgekehrt im Nordosten. Die breite Senke, in welcher der Untersee liegt, erscheint somit als eine Grabenverwerfung, welche der Gletscher ausgemodelt hat.

Diese Längsverwerfungen sind bei Langenrain und Dettingen augenscheinlich durch zwei Querstörungen durchsetzt, längs welcher das Land im Südosten abgesunken ist. Die Verlängerung der südlichen: Wallhausen—Dettingen—Allensbach trifft nun in auffälliger Weise das Nordufer des Steiner Rheintales; und da dort mehrere Anzeichen von Störungen vorhanden sind (SCHMIDLE, Nr. 17, S. 43 Anm.), so zögere ich nicht, die Linie dorthin weiter zu führen. Südlich von ihr erhebt sich auf der Strecke Wollmatingen—Mainau der Molassehorizont wieder (S. 542). Ein Quergraben oder wenigstens eine Quersenke durchsetzt also den südlichen Teil der Halbinsel. Und da ihre Südgrenze wieder in die Verlängerung des Südufers des Steiner Rheintales fällt, so erscheint dieses Tal als südwestliche Fortsetzung der Senke. Sie durchquert das Unterseebecken in ganz ähnlicher Weise, wie die Kraichgauer—Zabener Senke den Oberrheintalgraben.

Sie setzt sich übrigens auch nordostwärts über den Überlinger See fort. Am Fuße des Meersburger Berges erscheinen bei Meersburg die oberen Schichten der marinen Molasse wieder (SCHMIDLE, Nr. 17, S. 38 Anm.) als genaues Analogon ihres Wiedererscheinens am Westufer bei Staad. Die von der Mainau nach Unteruhldingen hinziehende 40—80 m hohe unterseeische Bodenschwelle, welche das Becken des Obersees in

Stockacher Verwerfung auf die Hohentwiel hin und bestehen aus scheinbar horizontal gelagerter mm. Sie müssen wohl mit der Stockacher Bruchlinie in Beziehung stehen.

<sup>1)</sup> Diesem Einsinken ist es zuzuschreiben, daß an der Spitze der Halbinsel, etwa vom Mindelsee an, im Westen die Molasse gar nicht mehr zutage tritt und nur noch an der Ostseite sich findet.

auffälliger Weise von dem des Überlingersees trennt, ist wohl als Fortsetzung der Molasseerhebung Wollmatingen—Mainau zu betrachten, sie liegt genau in ihrer Verlängerung<sup>1)</sup>. Aber auch die nördliche Begrenzung unserer Quersenkke, die Störungslinie Allensbach—Dettingen—Wallhausen, setzt sich am jenseitigen Ufer in dem Talzuge Überlingen—Liptingen fort. Der Muschelsandstein Hödinger Steinbruch—Spetzgart—Überlingen Hohlstraße liegt nach obigen Darlegungen (S. 525) an der Grenze von  $mm_1$  zu  $mm_2$ , die obere Grenze der marinen Molasse steht viel höher an; beim Siegmundshau in 620 m Meereshöhe, bei Owingen—Höllwangen in ca. 600 m Höhe, bei den Sorgenhöfen in 560 m Höhe findet man noch marine Molasse mit Austern und Haifischzähnen. Südlich des obengenannten Talzuges aber liegt diese Grenze am Restlehof bei Deisendorf in nur 460 m Höhe. Diese Punkte lassen sich kaum, ohne eine Störung anzunehmen, miteinander in Verbindung bringen. Noch auffälliger zeigt sich dieses in dem Umstande, daß bei Überlingen an der Hohlstraße noch die obersten Lagen des Heidenlöchersandsteines anstehen, zwei km südöstlich davon jenseits des Talzuges aber liegt — bei Nußdorf bereits obere Süßwassermolasse am Seeufer. Alle diese Punkte südlich der genannten Linie Überlingen—Liptingen liegen viel zu tief.

## XII. Das Alter der Störungen.

Nach den soeben geschilderten Verhältnissen des Seebeckens zwischen der Mainau und Unteruhldingen möchte ich vermuten, daß die Querstörungen älter sind als die Längsstörungen. Sie durchsetzen, ohne nachweisbare Ablenkung zu erleiden, die durch die Längsbrüche entstandenen Seetäler. Diese dagegen werden, wie gerade die merkwürdige Ostschwenkung des Überlinger Sees bei der Mainau zeigt (SCHMIDLE, Nr. 17, S. 42) oder im kleineren Maße das vor-

<sup>1)</sup> ZEPPELIN (Schr. d. Ver. f. Gesch. des Bodensees und s. Umgbg. XXII 1893) hält diese Schwelle für eine Endmoräne. Ich kann dieser Anschauung nicht mehr beitreten. Sie ist viel zu hoch und breit (80 m hoch und 3 km breit!) für eine Endmoräne des Konstanzer Rückzugsstadiums, und zu ihm könnte man sie nur rechnen. Sie steht ferner mit keiner Ufermoräne in Verbindung, diese treten vielmehr südlicher an den See heran. Nirgends entsprechen den Seitenmoränen, welche an den See herantreten, auf dem tiefen Seegrund überhaupt Endmoränen. Dieses kommt augenscheinlich davon her, daß der Gletscher in dem tiefen Seebecken kalbte und mit den schwimmenden Eisschollen sein Erdmaterial verfrachtete. Es konnte also gar keine Endmoräne zustande kommen.

springende Ufer nördlich von Dingelsdorf, von jenen beeinflusst. Auch bestimmen sie in weit geringerem Maße das Relief der Gegend; nur in dem Steiner-Seearm treten sie morphologisch stärker hervor, obwohl beide im gleichen Grade von den Rheingletschern und seinen Abwässern erodiert wurden<sup>1)</sup>. Der Steiner-Seearm verdankt vielleicht einer Neubelebung dieser Störungen seinen Ursprung.

Zum Nachweise ihres absoluten Alters glaube ich auf die Diskordanz hinweisen zu müssen, welche wir oben zwischen den Molassebänken und den Grenzhorizonten konstatieren konnten.<sup>2)</sup> (S. 541). Sie ist durch Senkungen in der Richtung unserer Querstörungen hervorgebracht, so daß diese schon in der Miocänzeit während der Ablagerung der Molasse auftraten<sup>3)</sup>. Daß sie sich jedoch bis in die Diluvialzeit hinein fortsetzen, beweisen die Beobachtungen PENCKS (Nr. 7) und HUGS (Nr. 15) über die Störung der Deckenschotter im Rheintal von Eglisau bis Basel, welche PENCK speziell mit Störungen in Verbindung bringt, die unsern Querstörungen zugerechnet werden müssen.

Die Längsverwerfungen sind wohl ausschließlich diluvialen Alters. Bei der Mindelseeverwerfung glaube ich dieses aus der außerordentlich niederen Lage des Deckenschotter auf dem Friedinger Schlossberge, gegenüber den gleichaltrigen Schottern auf den angrenzenden Horsten, dem Bodanrücken und dem Schienerberge, direkt folgern zu können. Nordöstlich von Radolfzell in der Nähe des Jägerhauses beim Lindenhof liegen ferner im Walde versteckt harte, alpine Konglomerate, welche absolut das Aussehen der Deckenschotter tragen, in nur 430 m Meereshöhe. Sie liegen ca. 200 m tiefer als die gleichaltrigen Bildungen am Hügelstein auf dem Bodanrücken und sind um diesen Betrag durch die Mindelsee- und Dettenbachtalverwerfung gesunken<sup>4)</sup>.

<sup>1)</sup> Über die fluvioglaziale Ausarbeitung dieser Störungen in Peripherie-, Flanken-, Plateau- und Gefällstäler, besonders über die unsymmetrische Erosion der Längsverwerfungen, siehe meine Arbeit Nr. 17. Ich habe jenen Ausführungen nur hinzuzufügen, daß den Talbildungen in weit größerem Umfange, als ich damals annahm, Verwerfungen zugrunde liegen.

<sup>2)</sup> Ich habe hier natürlich nicht die Diagonalschichtung in den einzelnen Molassebänken im Auge, welche man genugsam beobachten kann.

<sup>3)</sup> Solche Senkungen müssen schon aus dem Umstande gefolgert werden, daß am Ende des Burdigalien alpine Gerölle bis Überlingen verschwemmt wurden, über welchen sich dann die obere Süßwassermolasse in einer Mächtigkeit von 100 m und mehr ablageren konnte.

<sup>4)</sup> GUTMANN (Nr. 18) ist geneigt, die Konglomerate am Bahnwärterhaus bei Stahringen als verworfenen Deckenschotter zu betrachten.

Diese Verwerfungen (oder wenigstens die eine davon) sind also jünger als die Mindeleiszeit.

Nach REGELMANN (Nr. 16) dauern diese Senkungen auf den obengenannten Erdbebenlinien heute noch an. Die Höhenmarke des Lindauer Pegels sank z. B. im Zeitraum 1869/95 um 100 mm und die des Konstanzer in der Zeit von 1866 bis 1890 um 163 mm. Dieses würde in 1000 Jahren — einen gleichmäßigen Verlauf des Phänomens vorausgesetzt — eine Senkung von 4 m ausmachen und in 20 000 — also seit der Achen-Schwankung — eine solche von 80 m. Einen so großen Betrag kann die Senkung während der genannten Zeit jedoch nicht erreicht haben, denn die Ausflußöffnungen der glazialen Stauseen und die Deltahöhen stimmen heute noch gut überein, und die Seitenmoränen schließen sich im allgemeinen noch gut an die Endmoränen an (SCHMIDLE, Nr. 20). Doch muß ich zugeben, daß am Seminar bei Kreuzlingen, wo der schön ausgebildete Seitenmoränenzug Zuben — Kreuzlingen in die Konstanzer Stirnmoräne übergeht, eine merkbare Höhendifferenz vorhanden ist.

Daß freilich Senkungen, welche z. T. mit Verwerfungen verbunden waren, und welche das heutige Unterseebecken schufen, seit der Laufenschwankung PENCKS, und zwar vorzüglich während der wieder vordringende Laufengletscher die Gegend bedeckte, vorkamen, glaube ich im Folgenden nachweisen zu können.

### XIII. Die Entstehung des heutigen Untersees.

Zwischen Konstanz und Hegne und auf der Insel Reichenau liegen Kiese, — sie bilden auf der rechten Talseite vom Jakob bei Konstanz bis hinter die Station Reichenau eine deutliche Terrasse — welche zwar jünger als die Drumlin sind, aber trotzdem wieder vom Gletscher bedeckt wurden. Es liegen Moränen auf ihnen, sie sind von den Gletscherabwässern erodiert, und ihre Oberfläche ist durch die Einwirkung des Gletschers in kamesartige Hügel umgemodelt. Sie zeigen in allen guten Aufschlüssen (solche sind gerade jetzt bei dem Bau der Irrenanstalt Reichenau vorhanden) echte Deltastruktur, mit Deltaschichtung und Übergußschichten. Die ersteren fallen nach Nordosten ein, sie sind somit von einem aus dem heutigen.

Ich halte dieses nicht für richtig, sie liegen auf ungestörter unterer Süßwassermolasse. Auf der anderen Seite des Tales bei Haslen liegt ebenfalls auf ungestörter Molasse ein zweiter Fetzen. Nach meiner Ansicht gehört diese alte Talsohlenschotter zur Rißeiszeit.



Rheintal über den heutigen Untersee hin in das Bodenseebcken zentripetal strömenden Flüsse abgelagert worden. Auch die Kieslage der Übergußschichten zeigt eine solche Stromrichtung an. Sie sind somit interstadial und älter als der heutige Untersee. Nun liegen die Übergußschichten bei der Irrenanstalt Reichenau und auf der Mettnau nicht mehr horizontal oder fallen schwach in ihrer Stromrichtung ein, sondern sie sind gegen den Untersee mehr oder weniger stark geneigt. Sie sind somit in dieser Richtung gesunken.

Nicht selten (z. B. am Tabor, beim Jakob) sind sie von Verwerfungen durchsetzt. Diese streichen stets dem See parallel, und der seewärts gelegene Flügel ist gesunken. Die Kiese sind in der Nähe der Verwerfung stark zerrüttet, so daß jede Schichtung unklar wird, oft zeigen sie jedoch einen so scharfen Bruchrand und eine so ausgezeichnete Schleppung, das ich schließen muß, sie sind im harten gefrorenen Zustand gestört worden. Geradezu evident konnte dieses am Tabor kürzlich beobachtet werden, wo ein eckiger und in sich geschichteter Sandblock in dem Schutt der Verwerfungsspalte völlig intakt, aber gänzlich verdreht lag. Er muß, als er losgerissen wurde, hart gefroren gewesen sein, so daß sein Bau nicht zertrümmert wurde. Bei dieser Senkung sind die Kiese, was man vielerorts beobachten kann, an die teilweise miteinsinkenden härteren Drumlins und an die liegende Moräne hingepreßt worden<sup>1)</sup>.

Die Kiese sind ferner wasserführend. Die Stadt Konstanz bezog lange Zeit das Wasser aus ihnen. Es wurde wiederholt am Rande und in der Mitte der Konstanzer Schwelle auf sie gebohrt. Diese Bohrungen erlauben, ihren Verlauf im Untergrund der Konstanzer Quelle zu verfolgen. Sie sinken allmählich gegen Süden ein, bis sie ca. in der Mitte der Schwelle eine Tiefe von 50 m unter der heutigen Oberfläche erhalten, dann steigen sie gegen die südliche (Schweizer) Talflanke etwas an, erreichen dort aber die Oberfläche nicht mehr, sondern stoßen an Molasse ab.

In der Mitte der Konstanzer Schwelle kommen also die Kiese tiefer als der Boden des heutigen Untersees zu liegen.

<sup>1)</sup> Bei St. Katharina (PAULCKE, Nr. 13) und in den Bierkellern von St. Adolf ist die Molasse von Spalten durchzogen, welche den Seeufern parallel streichen und mit Moräne angefüllt sind. Ob Verwerfungen vorliegen, läßt sich bei der undeutlichen Schichtung von mo<sub>2</sub> nicht feststellen. Diese Spaltenbildung ist indessen meines Erachtens mit diesen Senkungen in Verbindung zu bringen.



Nach den geschilderten Verhältnissen am nördlichen Seitenrande der Schwelle muß man dieses Verhalten auf eine Senkung, welche in der Richtung der Schwellenachse verläuft, zurückführen. Das teilweise Wiederaufsteigen im Süden und das Abbrechen dort an der Molasse fasse ich als Schleppung auf, so daß die Störung der südlichen Talseite entlang geht. Sie liegt in der Verlängerung der Wutachverwerfung.

Ein Einfallen der Kiese unter den Boden des Untersees und Wiederauftauchen zeigt ferner der Kieszug der Mettnau und seine unterseeische Fortsetzung bis zur Reichenau auf das Deutlichste. Ein Aufschluß im südlicheren Teile des Zuges ließ das Einsinken der Kiesschichten gegen die Reichenau deutlich erkennen. Sie liegen nördlich davon, von Moränen bedeckt, in der großen Kießgrube bei Radolfzell noch völlig horizontal.

Diese Beobachtungen und das oben geschilderte Verhalten unseres Kieszuges bei der Irrenanstalt Reichenau läßt ferner den Schluß zu, daß er auch dort unter den Boden des Gnadensees einsinkt und an der Reichenau wieder zutage tritt. Die Quellenverhältnisse auf der Insel, auf welche mich Herr Geh. Oberberggrat HONSELL aufmerksam machte, weisen ferner direkt darauf hin. Am Südrande der Insel treten fast in der Höhe des heutigen Seespiegels aus den Kiesen Quellen zutage, welche kaum einmal versiegen und eine beträchtliche Menge Wasser führen. Die kiesige Oberfläche der Insel, welche zudem sehr schmal ist und allseits zum See absinkt, läßt Wasseransammlungen, welche Quellen das ganze Jahr hindurch speisen könnten, gar nicht zu. Das Wasser dürfte also vom Festlande kommen. Nach Lage der Verhältnisse kann hier nur das Nordufer in Betracht gezogen werden und als leitende Schichte nur unsere von Moränen unterlagerten und bedeckten Kiese. Bei Allensbach tritt am Nordufer Wasser aus den Schichten aus, und im Gnadensee sind unterseeische Quellen, die schon manchem Schlittschuhläufer gefährlich wurden.

Die Reichenau erscheint demnach als eine Staffel in diesem Senkungsgebiete. Der Kieshorizont liegt denn auch entsprechend tiefer. Während er bei Wollmatingen auf der Bodanhalbinsel bis 450 m ansteigt, liegt seine Oberfläche hier in 410 bis 420 m Meereshöhe.

Da unsere Kiese von Konstanz bis zur Reichenau eine Stromrichtung vom heutigen Rheintale her unzweideutig anzeigen, so kann zu ihrer Ablagerungszeit das Steiner Seetal nicht in seiner jetzigen Form existiert haben. Es liegt demnach hier eine Querstörung jugendlichsten Alters vor, wahrscheinlich eine Neubelebung der alten, über den Bodanrücken und über

den Überlingersee hin in das Frickingertal verfolgbaren Senke (S. 544).

Nach PENCKscher Terminologie müssen diese Störungen in die Postlaufenzeit gestellt werden, denn die gestörten Kiese sind jünger als die Drumlins und wurden doch wieder vom Gletscher bedeckt.

### Literaturverzeichnis.

1. JULIUS SCHILL: Die Tertiär- und Quartärbildungen des Landes am nördlichen Bodensee und Höhgau. Württemberg. naturw. Jahreshefte. XX. Jahrg., Stuttgart 1858.
2. KONRAD MILLER: Das Molassemeer der Bodenseegegend. Lindau 1877.
3. A. GUTZWILLER: Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IV und V des eidgen. Atlas. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. Bern 1863.
4. SCHALCH: Das Gebiet nördlich vom Rhein. Ebenda 1883.
5. J. J. FFRÜH: Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. der Schweiz. naturf. Gesellsch. Bd. XXX. 1888.
6. F. SCHALCH: Bemerkungen über die Molasse der bad. Halbinsel und des Überlinger Seegebietes. Mitteilg. d. Bad. geol. Landesanstalt IV 1907.
7. PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901.
8. THEODOR WÜRTTEMBERGER: Der Überlinger Tunnel. Frauenfeld 1907.
9. BOUIS ROLLIER: Sur l'âge des calcaires à *Helix Sylvana* von Klein. Lull. de le Soc. Géol. de France 1902.
10. LOUIS ROLLIER: Über das Verhältnis des Helvétien zum Randengrobkalk in der Nordschweiz. Zentralblatt für Mineralogie usw. 1903, Nr. 15.
11. LOUIS ROLLIER: Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellschaft in Zürich. Jahrgang XLIX. 1904.
12. CH. FALKNER und A. LUDWIG: Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen. Jahrb. der St. Gallener naturw. Ges. 1902/03.
13. W. PAULCKE: Über die geol. Verhältnisse der Bodenseegegend bei Konstanz. Ber. d. Oberrh. geol. Vereins. 1906.
41. CH. KITTLER: Die Entstehungsgeschichte des Bodensees. Mitteilg. d. Geogr. Ges. München. I. Heft 3.
15. J. HUG: Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge XV. Lieferung 1907.
16. C. REGELMANN: Neuzeitliche Schollenverschiebungen der Erdkruste im Bodenseegebiet. Berichte d. Oberrh. geol. Vereins 1907.
17. W. SCHMIDLE: Über Riedel- und Talbildungen am nordw. Bodensee. Mitteilg. d. Akad. geol. Landesanstalt, VI. 1908.
18. SIEGFRIED G. GUTMANN: Gliederung der Molasse und Tektonik des östl. Hegaus. Inauguraldissertation Heidelberg 1910.

19. THEODOR BURI: Über Deckgebirgseinschlüsse in den Phonolithtuffen des Hegaus. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1910. Bd. XVIII.
20. W. SCHMIDLE: Postglaciale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet. Zentralbl. f. Min. Stuttgart 1911.
21. LOUIS ROLLIER: Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes usw. Neue Denkschriften der Schweiz. Naturf. Gesellschaft. Bd. 46, Abh. 1. 1911.
22. JULIUS STIZENBERGER: Über die Molasse bei Stockach. Verhdl. d. naturf. Gesellschaft 1906, S. 63—66 und Eclogae helvetiae IX, S. 396—399.

Manuskript eingegangen am 20. April 1911.]

## 14. Das Erdbeben von Formosa am 17. März 1906<sup>1)</sup>

Von Herrn C. GAGEL in Berlin.

(Hierzu Tafel XX bis XXII und 1 Textfigur).

Am 17. März 1906, morgens 6 Uhr 42 Min. 30 Sek. (japanischer Zeit) wurde die Insel Formosa von einem verheerenden Erdbeben heimgesucht, dem 3742 Personen zum Opfer fielen (1266 tot und 2476 schwer verwundet), das 7284 Häuser vollständig zerstörte und 30021 Häuser schwer beschädigte. Zwei riesige Verwerfungsspalten von zusammen mehr als 25 km Länge rissen dabei auf.

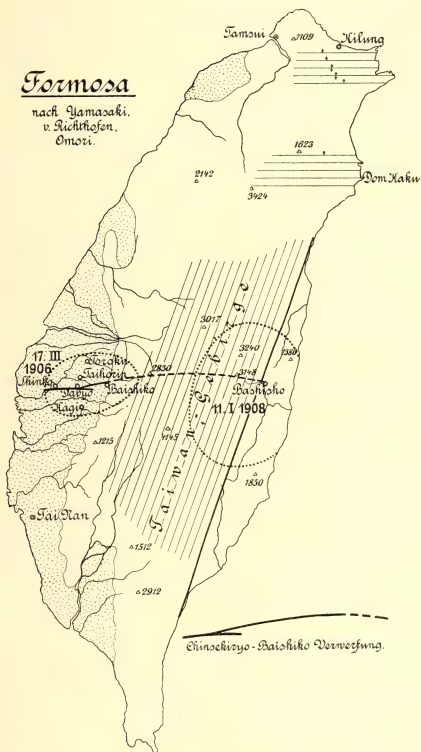
Über dieses Erdbeben ist in Europa annähernd nichts bekannt geworden außer einer kurzen Notiz von wenigen Zeilen in HETTNERs Geograph. Zeitschrift und einem Referat über die Arbeit des Japaners OMORI im Geolog. Zentralblatt.

Der Freundlichkeit des Herrn FR. MÖLLER aus Lübeck, dessen Bruder als Dolmetscher des deutschen Konsulats auf Formosa die Katastrophe miterlebte, verdanke ich eine Anzahl sehr instruktiver Photographien der Wirkungen dieses Erdbebens, und es ist vielleicht nicht ohne Interesse, an der Hand dieser Bilder die bekannt gewordenen Daten über dieses Erdbeben zu rekapitulieren, da auch die Arbeiten von OMORI schwer zugänglich sind. Der geologische Aufbau von Formosa ist nach YAMASAKI und F. V. RICHTHOFEN folgender.

Das Rückgrat der Insel bildet das Taiwan-Gebirge oder die Niitaka-Kette, die 50 km breit in der Richtung N 20° O durch den Osten der Insel streicht und nach Osten durch einen ungeheuren Längsbruch desselben Streichens abgeschnitten wird. Dieses Taiwan-Gebirge besteht aus krystallinen Schiefen: Sericit-, Graphit- und Chloritschiefen, mächtigen Schichten hochkrystalliner azoischer Kalke und schwarzen für paläozoisch gehaltenen Tonschiefen; es erreicht Höhen von über 3000 bis 4145 m. Die Schichten fallen, soweit bekannt, nach Westen.

---

<sup>1)</sup> Vortrag gehalten in der Sitzung vom 3. Januar 1912; aus redaktionellen Gründen an dieser Stelle eingeschoben.



Die punktierten Flächen bezeichnen die pleistocänen Ablagerungen der westlichen Tiefebene.

Östlich von dem kolossalen Ostabbruch liegt die lange, tiefe Taito-Furche, ein großes Längstal, von welchem aus östlich die aus tertiären Gesteinen aufgebaute Taito-Kette parallel der Ostküste streicht.

Westlich von dem Taiwan-Gebirge liegt die über 2100 m hohe Kalisan-Kette, aufgebaut aus tertiären Sedimenten und vulkanischen Gesteinen, ebenfalls mit westlichem Einfallen der Schichten; die westliche Abhangsfläche ist auch zugleich Schichtfläche. Westlich davon liegt die aus Sandsteinen, Schiefer-tonen, Konglomeraten und Kalken aufgebaute tertiäre Hügel-landschaft, in der auch andesitische Gesteine auftreten.

Ganz im Westen endlich liegt die große, 220 km lange und 48 km breite Tiefebene, die von alluvialen Schichten: Schottern, Lehmen, Sanden, Lateritbildungen usw., aufgebaut ist, aus der noch einzelne gehobene Korallenriffe auftauchen bis zu 240—320 m Meereshöhe, und die der Schauplatz der meisten verheerenden Erdbeben war, an denen die Geschichte der Insel so reich ist. Von den 18 schweren Erdbeben, die von 1655 bis 1894 die Insel heimsuchten, fallen 13 auf diese Tiefebene.

Ganz anders ist der Norden der Insel aufgebaut.

Hier streicht vom Kap Dom Kaku ein mächtiger, aus paläozoischen und tertiären Sedimenten aufgebauter Gebirgszug nach Westen mit Einfallen der Schichten nach N; er bricht im Osten mit einem kolossalen Querbruch am Meere ab —, und ganz im Norden liegt davor ein ebenfalls O—W streichendes Faltengebirge aus tertiären Schichten, das 2 Antiklinalen und 3 Synklinalen aufweist, hauptsächlich aus Schiefertönen mit 8 Braunkohlenflözen, aber auch aus miocänen marinen Schichten (mit *Lithothamnium Rosenbergi*), Kalken, gehobenen Korallenriffen und vulkanischen Gesteinen sowie jungen Vulkankegeln besteht.

Diese O—W streichenden Schichten des nördlichen Inselteiles gliedern sich zwanglos in einen der ostasiatischen Inselgirlandenbogen, in den Riukiubogen, ein. Die Hauptstreichrichtungen und Leitlinien des Gebirgsbaues sind also die N 20° O-Richtung und die O—W-Richtung.

Die auffälligste Erscheinung bei dem großen Erdbeben vom 17. März 1906 war nun das Aufreißen zweier großer Verwerfungsspalten, die annähernd von West nach Ost die große Tiefebene durchsetzten, und deren nordöstliche im Osten im unbekannten und unbewohnten Gebirge verschwand.

Um diese Spalten herum lag das Gebiet der heftigsten Erschütterungen, etwa 50 km in O—W-Richtung von Baishiko



bis Shinko und 30 km in N—S-Richtung von Kagi bis Tarimu ausgedehnt, doch sind auch nördlich dieser schlimmsten Schütterzone noch sehr erhebliche Verwüstungen angerichtet, wie meine Abbildungen des verbogenen Kleinbahngeleises bei Toroku beweist (Taf. XXII, Fig. 2); Kagi liegt ziemlich genau unter dem Wendekreis.

Die östliche Verwerfung der Baishiko—Chinsekiryō-Linie verläuft etwa unter  $0\ 15^{\circ}\text{N}$  zu  $W\ 15^{\circ}\text{S}$  von etwas nördlich Baishiko, über die Dörfer Bisho, Kaigenko, das Flußbett des Sanjokei, und dann südwestlich in der Richtung auf Chinsekiryō 11 km lang. Hier trifft sie auf die zweite Verwerfung, die von östlich Chinsekiryō über Dabyo etwa nach Tanshiken südlich von Shinko verläuft — etwa 14 km lang. An der ersten Verwerfung war ganz im Osten bei Bisho das Gebiet um 6 Fuß tief im Süden der Spalte abgesunken und gleichzeitig um 6 Fuß nach Westen verschoben (Taf. XX); von Kaigenko ab war auf der ganzen weiteren Strecke das nördlich der Spalte gelegene Gebiet gesunken bei gleichzeitiger Verschiebung um 2 bis 8 Fuß nach Osten, es ist also eine sehr auffällige Kreuzverschiebung des Geländes eingetreten; die Richtung der Horizontalverschiebung war an den zerrissenen Landstraßen, Bahnen usw. festzustellen. Auch das Flußbett der Sanjokei war um 4 Fuß disloziert.

Die Spalten klapften zum Teil 2—3 Fuß breit und bis 11 Fuß tief. Auch die Bahn Kagi—Dabyo wurde durch diese Spalte erheblich beschädigt und verschoben, 8 Schienen wurden verbogen bzw. zerrissen. Westlich von Dabyo soll nach OMORI die Chinsekiryō-Verwerfung oberflächlich nicht mehr sichtbar gewesen sein; dem widersprechen aber meine Photographien, Taf. XXI, sowie z. T. eigene Angaben von OMORI, daß im Westen aus diesen Spalten in Massen Sand, Schlamm und Wasser hervorgebrochen sind, und zwar in solchen Mengen, daß dadurch die Rettungsmannschaften in ihrer Tätigkeit erheblich behindert wurden und das Gebiet auf 500 m Breite und 2 Fuß Dicke mit einer Sand- und Schlammsschicht bedeckt wurde (Taf. XXII, Fig. 1).

Die Schilderungen dieses Grundwasserausbruches aus der Erdbenspalte erinnern lebhaft an den biblischen Sintflutbericht 1. Mosis, 3: „Und es brachen auf die Brunnen der Tiefe usw.“

Die Richtung der Stöße war im wesentlichen O—W; am schlimmsten wurde der Ort Dabyo heimgesucht, der bis auf das japanische Verwaltungsgebäude ganz zerstört wurde; in Baishiko wurden 10 Proz. der Einwohner getötet; die Kata-

strophe war hauptsächlich deswegen so verderblich, weil die Häuser der Chinesen meistens aus einfachen lufttrockenen Lehmziegeln aufgeführt sind mit verhältnismäßig schwerem Dach und daher sofort völlig zusammenstürzten.

Die solide aus gebrannten Steinen gemauerten Gebäude widerstanden dem Erdbeben wesentlich besser, soweit nicht die Balkenkonstruktionen durch Termiten ausgehöhlt waren, und noch besser vertrugen den Stoß die aus Bambus konstruierten japanischen leichten Gebäude, bei denen z. T. nur die Papierwände zerrissen sind, wie eine Photographie beweist. Bezeichnenderweise waren die Mehrzahl der Opfer Frauen, die sich wegen ihrer verkrüppelten Füße nicht schnell genug retten konnten.

Im Gefolge des Erdbebens trat eine schwere Seebebenflutwelle auf, die viele Verwüstungen anrichtete und z. B. noch in Tamsui, 125 km N vom Schüttergebiet, einen amerikanischen Zweimastschooner 50 m aufs Land quer vor den Zollschuppen setzte und 5 chinesische Dschunken 200 m weit vom Ufer mitten in die Chinesenstadt schleuderte; auch bei dem schweren Erdbeben von 1867 wurden in Keelung mehrere hundert Personen durch die Seebebenwelle ertränkt.

Dem Hauptbeben vom 17. März folgte noch eine ganze Anzahl Nachbeben, deren letztes und schlimmstes am 14. April auftrat. Diesmal lag das Schütterzentrum etwa 10 englische Meilen südlich Kagi, so daß jetzt bei dieser Stadt, die bei dem Hauptbeben am Südrande des schlimmsten Schüttergebietes lag, bei diesem Nachbeben der Nordrand der Hauptschütterzone verlief. 15 Tote und 87 schwer Verletzte sowie 1540 ganz zerstörte und 1906 schwer beschädigte Häuser fielen diesem Nachbeben vom 14. April zum Opfer.

Am 11. Januar 1908 endlich trat im Osten der Insel ein weiteres, sehr schweres Erdbeben auf, dessen Zentrum bei Bashisho genau in der östlichen Verlängerung der Baishiko-Verwerfung lag; dieses Erdbeben erstreckte sich hauptsächlich auf das Gebirgsland und das Gebiet der wilden Eingeborenen, so daß der nachweisbare Schaden nicht so groß war wie 1906.

Zum Vergleich mag noch angeführt werden, daß die beiden größten bei Erdbeben beobachteten Verwerfungsspalten 1891 bei Mino Owari mit einer 6 m tiefen Absenkung und 1906 bei San Francisco mit 18 Fuß Horizontalverschiebung verbunden waren.

**Literatur.**

- F. OMORI: 1. Preliminary note on the Formosa earthquake of March 17, 1906. Bull. of the imperial earthquake investigation committee 1907, I, S. 53.  
2. Comparison of the faults in the three earthquakes of Mino Owari, Formosa and St. Francisco. Ebenda, S. 70.  
3. On the Boku seki kaku and Bashisho (Formosa) Earthquake of January 11, 1908. Ebenda, II, 1908, S. 156.
- N. YAMASAKI: Unsere geographischen Kenntnisse von der Insel Taiwan (Formosa). Petermanns Mitteilungen 46, 1900, S. 221.
- v. RICHTHOFEN: Die Morphologische Stellung von Formosa und den Riukiu-Inseln. Sitzungsber. Akad. Wissensch. Berlin 1902, S. 944.

Die japanische, für europäische Leser nicht erreichbare und unbenutzbare Literatur über das Erdbeben von 1906 ist in der Bibliotheca geographica, Bd. XV und XVI zusammengestellt.

## Zugänge der Bibliothek im Jahre 1911.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1911 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

### A. Zeitschriften.<sup>1)</sup>

In dieser Liste ist wie bei den Zitaten der Aufsätze die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, 53, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Agram (Zagreb). Kroatischer Naturforscher-Verein. Societas historico-naturalis Croatica: Glasnik XXII, 1—2, 1910; XXIII, 1—2, 1911.

Albany. University of the State of New York. Annual Report O. Bulletin O.

Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg (a. V.). Berichte 39, 1909; 40, 1910.

Baltimore. Maryland Geological Survey O.

— Report of the Conservation Commission of Maryland O.

Bamberg. Naturforschende Gesellschaft. Berichte XXI, 1910. Festbericht 1834—1909.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen O.

Belgrad. Geol. Inst. der Kgl. Serbischen Universität. Annales O.

Berkeley. University of California Publications. Bulletin VI, 1—19, 21—53, 79—87.

— Biennial Report of the President of the University O.

Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 60: SIEGERT und WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle und Weißenfels. — 66: HOLZAPFEL: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel. POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste der paläozoischen und mesozoischen Formationen, Lief. VII, Nr. 121—140.

---

<sup>1)</sup> Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen, von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit O bezeichnet).

- Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Jahrbuch XXVIII, H. 4 (1907); XXX, Teil I, H. 3, (1909); 31, Teil I u. II (1910); 32, Teil I, H. 1 u. 2 (1911).
- Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstätten-Karten. H. 1. EINECKE und KÖHLER: Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. — H. 2. BORNHARDT: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. T. 1. — H. 5. BARTELS: Die Spateisenstein-Lagerstätten des Zipser Comitatus in Oberungarn. — H. 3. SCHÖPPE: Über den Holzappeler Gangzug.
- Königl. Geol. Landesanstalt und Bergakademie. Katalog der Bibliothek. Neuerwerbungen vom 1. IV. 1910 bis 1. IV. 1911.
- Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate 58, 1910, H. 5; Statistik H. 2 u. 3; 59, 1911, H. 1—4; Stat. H. 1 u. 2.
- Königl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1910, 40—54; 1911, 1—38.
- Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 42, 1910.
- Bern. Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen, Nr. 1740 bis 1769, 1910.
- Neue Denkschriften. 45, 1910.
- Schweizerische Naturforschende Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen 93.
- Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen 66, 1910, 2; 67, 1911, 1 u. 2.
- Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1909, 2; 1910, 1 u. 2.
- Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux 0.
- Boston. Society of natural history. Proceedings 0. — Occasional Papers 0.
- Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XX, 2.
- Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur: Jahresbericht 0.
- Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen 48, 1909.
- Bericht der meteorolog. Kommission XXVI, 1906.
- Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Procès-Verbal XXV, 1—10. — Bulletins XXIV, 3 u. 4; XXV, 1 u. 2. — Nouveaux mémoires 1910, 3.
- Académie royale des sciences. Bulletin 1910, 9—12; 1911, 1—8. Annuaire 77, 1911. Tables générales, XXI bis XXVI.

- Brüssel. Société royale malacologique de Belgique. Annales 45, 1910.
- Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul III, 2, 1909; IV, 1910.
- Budapest. Földtany Közlöny 40, 1910, 7—12; 41, 1911, 1—8.
- Kgl. Ungarische Geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XVII, 2; XVIII, 1—2; XIX, 1.
- — Jahresberichte f. 1908.
- — Publikationen 1909.
- Buenos Aires. Museo nacional. Anales 1911, XIII u. XIV.
- Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales IV, 3; V, 1.
- Boletín de la Academia nacional de ciencias en Córdoba 0.
- Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Annual Report for the Year ended 31<sup>st</sup> May, 1911.
- Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires 0. Bulletin (6) 1908/09, 2.
- Calcutta. Geological survey of India. Memoirs 39, 1, 1910.
- Memoirs. Palaeontologia Indica XV, 3. — Records 40, 1—4, 1910.
- Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. Commission. Annals South African Museum 0.
- Index to the Annual Report of the geolog. Commission 1909 (1910).
- Cherbourg. Mémoires de la Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg 0.
- Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. III, 8; IV, 1.
- John Crerar Library. Annual Report 0.
- Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlingar 1910. — Skrifter 1910.
- Archiv for Mathematik og Naturvidenskab XXVII bis 31, 1905—1909.
- Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht, 0.
- Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen 0.
- Colorado. Colorado College. General Series 0.
- Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften 0.
- Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt (4) 31, 1910.
- Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen V, 2, 1911.
- Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report 0.
- Dijon. Académie des Sciences.



- Dijon. Memoires: XI, 1907—1910.
- Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XIX, 1910; XX, 1—2, 1911. Schriften XX, 1911.
- Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1910, Juli—Dezember; 1911, Januar—Juni.
- Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXIX, 1—6; 31, 4, 5, 10, 14, 22, 24, 35—39, 51, 52, 65.
- Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XII, 1909, 30—37; XIII, 1—11. — The Economic Proceedings II, 2, 1910; II, 3 u. 4, 1911.
- Scientific Transactions 0.
- Edinburg. Royal physical society. Proceedings XVIII, 1910 bis 1911, 3.
- Royal society. Transactions 44, 1, 2, 1910; 47, 3, 4, 1910—11. — Proceedings XXX, 1909—10, 7; 31, 1910 bis 1911, 1—4.
- Geological Society. Transaction IX, 5, 1910.
- Geological Survey of Scotland. Memoire: a) The geology of the neighbourhood of Edinburgh; b) The geology of East Lothion; c) The geology of the Glasgow District.
- Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1910.
- Die Bergwerke und Salinen im niederrhein.-westfäl. Bergbaubezirk im Jahre 1910.
- Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle pubblicazioni Italiane 1910, 119—122; 1911, 123—131. — Indice alfabet. 1910.
- Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen 31, 1; 33, 1—3.
- Berichte 1910, H. 3 u. 4.
- Freiberg i. S. Freiburger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht 0.
- Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XVIII, 1910, 2; XIX, 1911, 1.
- Fribourg. Société Helvétique des Sciences naturelles. Mémoires VII, 5, 1910.
- Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 36, 4, 1910; 37, 1, 2, 1911; Compte rendu des séances XXVII, 1910.
- Société Helvétique des Sciences naturelles. Compte rendu des travaux 1908.
- Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte 0.

- Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt. O. Naturw. Abt. O.
- Gotha. PETERMANN'S Mitteilungen O.
- Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen XXVII, 1911.
- Greifswald. Siehe Berlin.
- Geographische Gesellschaft. Jahresberichte O.
- Groningen. Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität. Mitteilungen II, 2.
- Güstrow. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv 63, 1909, 2; 64, 1910.
- Haarlem. Musée Teyler. Archives (2) VIII, 2, 1902; X, 3, 1906; XII, 2, 1911.
- Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions O.
- Halle a. d. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 92, 93, 1910.
- siehe Stuttgart.
- Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen (3) XVII, 1909; XVIII, 1910.
- Abhandlungen XIX, 3, 4, 5.
- Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresberichte O.
- Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen XI, 1, 2.
- Helsingfors. Bulletin Société de Géographie de Finlande. Fennia XXVIII, XXX, 1910—11 m. A.
- Comité de colonisation intérieure: Enquête statistique sur les conditions de l'économie sociale dans les communes rurales de Finlande en 1911. II. HANNES GEBHARDT: Habitation.
- Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 60, 1910.
- Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1910—11. — Graduates O.
- Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings O.
- Irkutsk. Ost-Sibirische Abteilung der Kaiserl. Russisch. Geographischen Gesellschaft. Berichte 41, 1911.
- Rock Island, Illinois. Publication 7: 1. Genesis and Development of Sand Formations on Marine Coasts; 2. The Sand Strand Flora of Marine Coasts; by PEHR OLSSON-SEFFER.
- Jassi. L'Université. Annales Scientifiques VI, 4; VII, 1.
- Jowa. Geological Survey of the State of Jowa. Annual report XX, 1909.

- Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XXIII, 1909—10.
- Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften 0.
- Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen 100, 5, 6; 101, 1—4; Register 1811 bis 1910.
- Königsberg i. Pr. Physikalisch-ökonomische Gesellschaft. Schriften 50, 1909; 51, 1910.
- Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening 0.  
 — Meddelelser om Grønland 35, 43, 1—12; 45, 1—3; 47.  
 — Danmarks geologiske Undersøgelser. II. Raekke 24, 25.
- Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1910, 7—10; 1911, 1—7.  
 — Katalog literat. Nankowej Polskiej X, 1910, 3 u. 4.
- La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) XV, 5. Ser. IIIA, I, 1, 2; IIIB, I, 1, 2.
- La Plata. Dirección General de Estadística de la Provincia Buenos Aires. X, 113, 114, 1909; XI, 1910; XII, 124—129, 1911.  
 — Museo de la Plata. Revista XVII, 1910—11. Catalogo de Seccion Antropológica.
- Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin 46, 171—174.
- Lawrence. University of Kansas. Bulletin 0.
- Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik XXI, 1910.  
 — Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1910. Wissenschaftliche Veröffentlichungen. Reisen in Bolivien und Peru.  
 — Der Geologe I, 1, 1910.  
 — Deutsche Geologische Gesellschaft und Geologische Vereinigung: Berichte über die Fortschritte der Geologie I, 1, 1910.
- Le Puy. Société d'agriculture. Bulletin V, 1904—08.
- Lille. Société géologique du Nord. Annales 38, 1909.  
 — Memoires 0.
- Lissabon (Lisboa). Comissão do Serviço geologico de Portugal. Comunicações VIII, 1910—11. 1. Terrains paléozoiques du Portugal 910. 2. Études sur le Séisme du Ribatejo du 23. avril 1909.  
 — Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin III, Suppl. 2, 1909; IV, fasc. 2, 1910.
- Liverpool. Geological Society. Proceedings XI, 1909—10.

- London. Geological society. Quarterly Journal 66, 1910, 4; 67, 1911, 1—3. — Abstracts of the Proceedings 1910—11, 897—915. — Geological Literature 1909—1910.
- Geological Magazine VII, 1910, 12; VIII, 1911, 1—12.
- Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain Memoirs 1910, 1911.
- British Museum (Natural History). A descriptive Catalogue of the Marine Reptiles I, 1910.
- Lund. Universität. Afdelningar 6, 1910.
- Lüttich (Li ge). Société géologique. Annale 37, 3; 38, 1—3; Memoires II, 2, 1910.
- Société royale des sciences. Mémoires 0.
- Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives trimestrielles 0.
- Lyon. Académie des sciences belles-lettres et arts. Mémoires XI, 1911.
- Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin XXI, 6.
- Wisconsin Academy of sciences. Transactions XVI, P. II,; 1—6.
- Magdeburg. Museum f r Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte 0.
- Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen 0.
- Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti 49, 2, 4; 50, 1—3.
- Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Production of Commercial Mineral Products during the Year 1910.
- Melbourne. Geological Survey of Victoria. Bulletins 0. — Memoirs 0.
- Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1910.
- Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S. XXIII, 2; XIV, 1.
- Mexico. Instituto geologico. Boletín XXVII, 1910; XXVIII, 1911. — Parergones III, 6—8, 1911.
- Sociedad Geol gia Mexicana. Boletín 1910, VII.
- Michigan. Academy of Science. Report 1, 2, 1910.
- Montevideo. Museo nacional. Annales, Flora Uruguay, Ser. II, 1911, Vol. VII, Pom. IV, 1911.
- Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1910, 1—3. — Nouveaux Mémoires XVII, 2, 1910.

- München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1910, 10—15.  
— Abhandlungen XXV, 5, 1910; 2. Suppl.-Bd., 3. u. 4. Abh.
- Kgl. Bayr. Oberbergamt. Geogn. Jahreshefte XXII, 1909; XXIII, 1910.
- Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2) X, 1—4, 1910.
- Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin 37, 1909—10.
- New Haven. The American journal of science XXX, 180, 1910; Index XXI—XXX; 31, 181—185, 1911; 32, 187—192, 1911.
- Connecticut Academy of Arts and Sciences. Memoires, Vol. II, July 1910.
- New York. American museum of natural history. Annual report 1910. — Bulletin XXVIII, 1910; XXIX, 1911. — Memoirs 0.
- Library. Academy of sciences. Annals XX, 1910, 1—3; XXI, 1911, 1—4.
- Geological Survey of America. Bulletin 21, 4, 1910; Index 22, 1, 2, 1911.
- New Zealand. Geological Survey Departement of Mines. Bulletin 0.
- Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie XI, 8, XII, 7—8, 1910; XIII, 1—4, 1911.
- Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen 0.
- Ohio. Geological Survey. Bulletin (4) 11—13, 1910.
- Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transactions 1910 (3) 4.
- Geological Survey Branch Memoir, Nr. 1, 8 E, 14 N, 1091, 1115, 1143, 12—P, 1909; 4, 10, 11—T, 1910; 9—E, 15—P, 16 E, 1911. Report West-Territories, Nr. 1006, 1008; Summary Report 1910; Geology of an area adjoining the east side of Lake Timiskaming Quebec, Nr. 1064. Mit Karte.
- Paris. Société géologique de France. Bulletin (4) VIII, 1908, 9; IX, 1909, 5, 6; X, 1910, 1—4.
- Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“ XXI, 5, 6, 1910; XXII, 1—6, 1911; XXIII, 1—4, 1911.
- Annales des mines (10) XVII, 1910, 6; XVIII, 7—12; XIX, 1911, 1—6; XX, 7—10.
- Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires VIII, 61—64.

- Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte 0.
- Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 34, 1910; 41, 1911. — Annual Progress Report 1910.
- Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings 62, 1910, 2, 3; 63, 1911, 1, 2.
- Journal (2) XIV, 2, 1910; 3, 1911.
- Portland (Maine). Portland Society of natural history. Proceedings II, 8, 1909, 9, 1911.
- Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1910. — Jahresbericht 1910.
- Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 0.
- Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos“. Zeitschrift 58, 1—10, 1910.
- Preßburg. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 0.
- Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte 0.
- Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XVIII, 1909, 4; XIX, 1910, 1—4.
- Rochester. Geological Society of America. Bulletin 0.
- Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne 1911, II. — Atti XIX, 1910, 2. sem., 9—12; XX, 1911, 1. sem., 1—12; 2. sem., 1—10.
- Comitato R. geologico d' Italia. Bollettino 41, 1910, 2—4; 42, 1911, 1, 2.
- Società geologica Italiana. Bollettino XXIX, 1910, 2—4; XXX, 1911, 1, 2.
- Ufficio geologico. Memorie descrittive della Carta geologica d' Italia. Vol. 14. Con un Atlante.
- San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings I, 7—288; III, 57—72.
- St. Étienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin (4) XIII, 11, 12; XIV, XV. Annuaire 1909—10, 1910—11, 1911—12.
- St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch 1910.
- St. Louis. Academy of science. Transactions XVIII, 2—6, 1909; XIX, 1—10, 1910.
- St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin (6) 1910, 16—18; 1911, 1—17. Mémoires, XXV, 8.
- Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen 46, 2, 1908; 47, 2, 1909. Materialien zur Geologie 0.
- Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 0.
- Comité géologique. Mémoires, N. Ser. 53—57, 59, 60, 66, 68. Bulletin XXVIII, 9, 10; XXIX, 1—10.
- Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux 0.



- St. Petersburg. Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux III, 1909, 5; IV, 3—7; V, 1.
- Exploration géologiques dans les régions aurifères de la Sibérie: Carte géologique de la région aurifère d'Jénissei IX, I—7, s—7, sch.—7; de Léna I—6/7, V, V—1 u. V—2; de la Zéïa II—1; de l'Amour X.
- São Paulo. Sociedade Scientifique. Revista 1910, 5.
- Sofia. De l'Université de Sofia Annuaire VI, 1909—10.
- South Bethlehem, Pa. Economic Geology V, 1910, 7, 8; VI, 1—6.
- Springfield, Illinois. Geological Survey of Illinois State Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennial Report O.
- Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar 45, 1910, 8—12; 46, 1911, 1—11; 47, 1911, 1. — Arkiv för Zoologi VII, 1; Arkiv för Botanik X, 1—4; Arkiv för Mineralogi och Geologi O; Arkiv för Matematik VI, 2—4; VII, 1, 2; Kemi usw. III, 6; IV, 1, 2. — Årsbok 1909 u. 1910, Beilage 1911. Meridiangradmatning vid Sveriges Västra Kust of P. G. Rosén.
- Geolog. föreningen. Förhandlingar 32, 1910, 6, 7; 33, 1—6; Generalregister zu Bd. XXII—31.
- Les prix Nobel 1908, 1909, 1910.
- Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut II, 1.
- Accessions-Katalog XXIV—XXV, 1909—1910.
- Sveriges Geol. Undersökning: Afhandlingar och uppsatser O.
- Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 67, 1911, mit 1 Beilage.
- (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 81, 1909, 5, 6; 82, 1910, 1—5.
- Sydney. Department of mines. Annual report 1910.
- Geological Survey of New South Wales (Ressort. v. Department of mines and agriculture):
1. Memoirs.
 

a) Geology	}	O.
b) Palaeontology	}	
  2. Mineral Resources 13, 1910.
  3. Records: O.
- Australian Museum:
1. Report of the Trustees for the year, ended June 30<sup>th</sup> 1910.
  2. Records: VIII, 1, 2.

- Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages 0. — Bulletin V, 1.
- Imperial university, science college. Journal XXVII, 15 bis 20; XXVIII, 1—7; XXX, 1. — Calendar 2569—70 (1909—10).
- Imperial geological Survey. Memoirs, Nr. 2. Catalogue of Articles exhibited at the Japan-British-Exhibition held at London 1910.
- Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction XXIII, XXIV, 1910.
- University Geological Survey of Kansas 0.
- Toronto. Bureau of Mines, Annual report XIX, 1.
- Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 0.
- Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin 0. — Årskrift 0.
- Urbana. Illinois State Geological Survey. Bulletin 9, 1908; 10, 14, 1909; 15, 16, 1910.
- Venezia. Istituto veneto di scienze, lettere e arti. Atti 57, 6—8, 10, 1907—08; 58, 1908—09; 59, 1909—10; 60, 1910—11. Memoire 2, 3, 1908; 4, 5, 1909, 6, 1910. Osservazioni Meteorologiche Geodinamiele 1907, 1908.
- Washington. United States Geological Survey. Bulletin 425 bis 427, 429—447, 449—465, 468, 469, 472, 473, 475 bis 477, 479—482.
- — Monographs 0.
- — Annual Report 1910.
- — Mineral Resources 1909.
- — Professional Paper, Nr. 68, 70, 72.
- — Water Supply and Irrigations Papers 237, 239, 240, 246, 247, 250, 251, 253—258, 260, 262—268, 270, 273—277.
- Smithsonian Institution. U. S. National Museum. Annual Report 1910. — Miscellaneous. Collections. Quart. Issue. 56, 11—22; 57, 2—5; 58, 1.
- Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund) 1911, 56, 12.
- Opions, rendered by the International Commission on Zoological Nomenclature 1—37.
- Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen XXIII, 4, 1910; XIV, 1, 2.
- K. k. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch 60, 4, 1910; 61, 1, 2, 1911. Verhandlungen 1910, 13—18; 1911, 1—11. — Abhandlungen XVI, 3; XX, 3—5; XXI, 2; XXII, 1.

- Wien. K. k. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXIII, 1909, 3, 4; XIV, 1—4; XV, 1, 2. Bibliothekskatalog der mineral.-petrograph. Abt. bis 31. XII. 1909.
- Geologische Gesellschaft in Wien. Mitteilungen 3, 4, 1910.
- Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. I, 1910, 119, 3—10; 1911, 120, 1—6. Abt. IIa, 1910, 119, 5—10; 1911, 120, 1—6. Abt. IIb, 1910, 119, 6—10; 1911, 120, 1—4.
- Erdbebenkommission, Mitteilungen, N. F. 38, 39, 1910.
- Verein der Geographen der K. k. Universität. Bericht über d. 35. u. 36. Vereinsjahr VIII, 1910.
- Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrsschrift 55, 3, 4, 1910.
- Schweizerische geolog. Kommission der naturf. Ges. Beiträge zur Geologie der Schweiz, N. F. XX, Lief. 50, Text 1, Atlas 1, Tafeln I—XVI, 1910; XXIII, Lief. 53, 1, 2, 1909; XXV, Lief. 55, 1910; XXIX, Lief. 59, 1911; 33, Lief. 63, 1911.

## B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrucke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. 2, 3, 4, 5, 6, 8/10, 11 und 12).

## C. Karten und Kartentexte.

### *Europa.*

#### Deutsches Reich.

- Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt.
- Lief. 133. Blätter Sorquitten, Sensburg, Theerwisch, Ribben, Aweyden, mit Erläuterungen.
- 144. Blätter Vettweiß, Erp, Sechtem, Euskirchen, Rheinbach, mit Erläuterungen.
  - 149. Priemhausen, Massow, Schönebeck, Kublank, Stargard i. P., Marienfließ, mit Erläuterungen.
  - 151. Altenwalde mit Neuwerk und Scharhörn, Cuxhaven, Midlum, Westerwanna, mit Erläuterungen.

- Lief. 152. Eschershausen, Stadtdoldendorf, Sievershausen, mit Erläuterungen.  
 - 154. Baekum, Lohne, Plantlünne, mit Erläuterungen.  
 - 155. Harburg, Allermöhe, Hittfeld, mit Erläuterungen.  
 - 156. Bienenbüttel, Ebstorf, Bevensen, mit Erläuterungen.  
 - 157. Möckern, Loburg, Leitzkau, Lindau, mit Erläuterungen.  
 - 171. Spahl, Kleinsassen, Hilders, Gersfeld, Sondheim, Ostheim, mit Erläuterungen.

Sachsen. CREDNER, H.: Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen. 1:500 000.

Württemberg. Kgl. Württemberg. Statist. Landesamt. Geolog. Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten, mit Erläuterungen. Bearbeitet von C. KEGELMANN.

#### Frankreich.

Carte géologique et hypsométrique de la surface primaire. Région de Béthune.

Carte hypsométrique de la surface supérieure du Turonien (Marnes crayeuses). Région de Béthune.

Carte hypsométrique de la surface crétacique (Sénonien ou Turonien). Avec carte géologique des terrains tertiaires. Région de Béthune.

Coupes géologiques des assises crétaciques et tertiaires dans la région de Béthune, pl. 1 et 2.

#### Österreich-Ungarn.

Ungarn. Kgl. Ungarische Geologische Reichsanstalt, Budapest.

Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte der Umgebung von Szaszsebes. Zone 25, Col. XXV: Umgebung von Temeskutas und Oravizabanya, 1:75 000, mit Erläuterungen.

#### Rußland.

Comité Géologique.

Carte géologique détaillée du bassin houiller du Donetz, feuille VII, 25 et 26, avec texte descriptif. 1:42 000.

## Schweden.

Sver. Geol. Undersökning.

Geological Map of the Pre-Quaternary Systems of Sweden, 1:1500000 with Explanatory remarks.

Map of Landforms in the surroundings of the great Swedish Lakes with Explanation, 1:500000.

Das spätglaziale Süd-Schweden. Übersichtskarte mit Osen, Endmoränen und Schrammen. 1:500000. 4 Bl.

## Schweiz.

Geolog. Kommission.

Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz., N. F., Lief. XXVI:

Spezialkarte Nr. 55 (Geolog. Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen) und

Spezialkarte Nr. 59 (Carte géologique du Locle et de La Chaux-de-Fonds).

## Amerika.

## Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey.

Geologic Atlas of the U. St., California.

Topographic Atlas sheets.

Antietam, Md.-Va.-W. Va.; Antrim, Ohio; Barrett, Minn.; Bath, N. Y.; Bedford, Pa.; Bisbee, Ariz.; Bloomington, Ind.; Bouldin, Cal.; Bruceville, Cal.; Breckenridge Special, Colo.; Burnet, Texas; Butler, Pa.; Carlyle, Ill.; Carson Sink, Nev.; Castle, Cal.; Clay, W. Va.; Clay City, Ind.; Coahoma, Miss.; Conesville, Ohio; Danforth Hills, Colo.; Dundee, Miss.; Eaton, Colo.; Ellijay, Ga.-N. C. Tenn.; Eugene, Oreg.; Fayetteville, W. Va.; Fish-Springs, Utah; Fond du Lac, Wis.; Fort Beryard Special, N. Mex.; Frisco Special, Utah; Fowlerville, Mich.; Frazeyburg, Ohio; Furnace Creek, Cal.-Nev.; Galt, Cal.; Grand Hogback, Colo.; Granville, Ohio; Gassaway, W. Va.; Greenwood Lake, N. I. N. I.-N. J.; Hardinville, Ill.; Headreach, Cal.; Herman, Minn.; Higdon, W. Va.; Isleton, Cal.; Jensen, Utah-Colo.; Jersey, Cal.; Jonestown, Miss.; Knights Landing, Cal.; Leadville Special, Colo.; Leavenworth, Kans.; Lincoln, Cal.; Linden, Texas; Macon, Mo.; Marcuse, Cal.; Mc Comb, Okla.; Mc Connelssville, Ohio; Montevallo, Ala.; Montgomery, W. Va.; Mound, La.;

Mount Vernon, Wash.; Murphysboro, Ill.; New Hope, Cal.; New Kensington, Pa.; Neenah, Wis.; Neversink, N. Y.; New Lexington, Ohio; Nicolaus, Cal.; Okawville, Ill.; Pawhuska, Okla.; Philo, Ohio; Pikeville Special, Tenn.; Pleasant Grove, Cal.; Princeton, Ky.; Pullmann, Wash.-Idaho; Quincy, Wash.; Ramapo, N. J. N. I.; Rangely, Colo.; Ray, Ariz.; Red Kock, Wash.; Rio Vista, Cal.; Rock Springs, Wyo.; Roseville, Cal.; San Marcos, Texas; Sheridan, Cal.; Southern California, 3; Stony Creek, N. Y.; Sutton Special, W. Va.; U. S. Base Map, 49  $\times$  76 in.; U. S. Relief Map, 18  $\times$  28 in.; Uncompahgre, Colo.; U. St. Base Map, 8  $\times$  12 $\frac{1}{2}$  in.; Vernon, Cal.; Walnut Lake, Miss.; Waterloo, Wis.; White River, Colo.; Wheatland, Cal.; Winchester, Wash.; Winnebago Special, Wis.; Woodbridge, Cal.; York, Pa.; Yosemite Park, Adm. Map; Zelienople, Pa.; Zillah, Wash.

#### Canada.

Geological Survey Branch, Department of Mines. Map 9 A, 1:506880.

#### *Afrika.*

#### Kapkolonie.

Geolog. Commission of the Colony of the Cape of Good Hope. Sheet 11 (Chanwilliam), 13 (Beaufort West-Fraserburg).

#### *Asien.*

#### Japan.

Imperial Geological Survey of Japan.

Kasada, Zone 1, Col. III.

Iki, Zone 6, Col. II, mit Erläuterungen.

Central Map of Japanese Empire, 5. Bl.



# Deutsche Geologische Gesellschaft.

Januar 1912. \*)

## Vorstand

Vorsitzender: Herr Wahnschaffe.

Stellvertretende Vorsitzende	{	„	Rauff.
		„	Bornhardt.
		„	Bärtling.
Schriftführer	{	„	Stremme.
		„	Fliegel.
		„	Hennig.
Schatzmeister	„		Zimmermann.
Archivar	„		Eberdt.

## Beirat

Die Herren Jaekel-Greifswald, Koken-Tübingen,  
von Koenen-Göttingen, Tietze-Wien, F. Rinne-Leipzig,  
K. Fricke-Bremen.

## Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, *Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule*,  
1907.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Noordeinde 86,  
(Holland), Haag.

Adams, Frank D., Dr., Professor, 1890. Montreal, Canada,  
McGill University, Petrographical Laboratory.

Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Inva-  
lidenstr. 44.

---

\* bedeutet Teilnahme an der Außerordentl. Hauptversammlung in  
Berlin 1911.

- Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.
- Albrecht, Emil, Dipl.-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.
- Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers, Normandie (France). *Altona (Elbe)*, *Städtisches Museum*, 1910. Altona (Elbe).
- Altpeter, Otto, cand. geol., 1909. Marburg in Hessen, Roserstr. 25.
- von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.
- \* Andree, Karl, Dr., Privatdozent, 1902. Marburg (Hessen), Ritterstr. 16 III (Forsthof).
- Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin W 62, Kleiststr. 22.
- Arlt, Hans, Dr., Bergassessor, 1911. Berlin-Schöneberg, Münchener Str. 30.
- Arndt, Heinrich, stud. geol., 1909. München, Himmelreichstraße 3.
- von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
- Abmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Aulich, Dr., Professor an der Kgl. Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.
- Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.
- Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabbental 51.
- Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Wannsee b. Berlin, Kleine Seestraße 12.
- Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 41.
- Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Baschin, Otto, Kustos am Geographischen Institut der Universität, 1901. Berlin W 15, Pariser Str. 14A.
- Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.
- Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Windhuk, Deutsch-Südwestafrika.
- \* Baumgärtel, Bruno, Dr., Privatdozent an der Kgl. Bergakademie, 1910. Clausthal (Harz).
- Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).
- Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.
- Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.

- Becker, Ernst, Dr., Geologe, 1903. Peking, Universität.
- Becker, H., Chemiker, 1884. Diez (Lahn).
- Behlen, H., Kgl. Forstmeister, 1908. Haiger, Reg.-Bezirk Wiesbaden.
- Behr, Johannes, Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.
- Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.
- Berg, Georg, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg, Universität.
- Bergmann, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
- Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.
- Berlin, *Bibliothek der Kgl. Technischen Hochschule*, 1909. Charlottenburg.
- Berlin, *Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität*, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Beyer, Schulrat, Professor, Dr., 1911. Dresden 27, Kantstr. 2.
- Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.
- von Bismarck, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.
- Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Gutenbergstraße 3.
- Blanchenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Halensee bei Berlin, Joachim-Friedrich-Straße 57.
- Bochum i. W., *Westfälische Berggewerkschaftskasse*, 1905.
- Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).
- Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-Paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.

- Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstr. 14.
- Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bonn, *Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität*, 1907. Bonn, Nußallee.
- Born, Axel, cand. geol., 1911. Göttingen, Geolog.-Paläontologisches Institut der Universität.
- von dem Borne, Dr., Professor, 1888. Krietern (Kreis Breslau), Königl. Erdwarte.
- Bornemann, L. Georg, Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 9.
- Bornhardt, Geh. Oberbergrat, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.
- Borth, *Post Buderich, Kreis Mörs, Deutsche Solvaywerke, Aktiengesellschaft, Abteilung Borth*, 1910.
- Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.
- Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).
- Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.
- Bravo, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado No. 889.
- Breslau, *Deutscher Markscheiderverein*, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.
- Breslau, *Geologisches Institut der Universität*, 1910.
- Broili, Ferdinand, Dr., a. o. Professor, Konservator an der Paläontolog. Staatssammlung, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.
- Brouwer, H. A., Dr., Staatsgeologe, 1909. Batavia (Niederl.-Indien), Mijnwezen.
- Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.
- Brünn, *Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. k. k. Deutschen Technischen Hochschule*, 1909.
- \* von Bubnoff, Serge, cand. geol., 1909. Freiburg i. B., Maximilianstr. 5.
- Bucher, Walter, cand. geol., 1910. Heidelberg, Geol. Institut der Universität.
- Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.

- Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung, 1912.*
- Burre, O., Dr., Assistent am Mineralogischen Institut der Technischen Hochschule, 1910. Charlottenburg.
- Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Heerdestraße 16.
- Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.
- van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Niederlande).
- Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
- Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
- Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Joachim-Friedrich-Straße 11.
- Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.
- Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
- Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Geologist and Paleontologist, Director New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.
- Clausthal, Kgl. Oberbergamt, 1869.*
- Cloos, Hans, Dr., 1909. Freiburg i. Br., Geol. Institut der Universität.
- Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908.*
- Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- \* Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rhein-hessen).
- Credner, Hermann, Dr., Professor, Geheimer Rat, Direktor der Kgl. Sächs. Geologischen Landesanstalt, 1865. Leipzig, Karl-Tauchnitz-Str. 11.
- Cronacher, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, Leitender Ingenieur der Dobsinaer Kupferwerke, A.-G., 1908. Dobsina (Gömör), (Ober-Ungarn).
- Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.
- Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

- Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Händelstr. 1.
- Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.
- Darton, N. H., Geologist of the U. S. Bureau of Mines, 1904. Washington, D. C.
- Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe a. D., 1874. Berlin W 35, Steglitzer Str. 7.
- Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt in Karlsruhe, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstr. 37.
- \* De la Croix, Charles, 1911. Berlin W 50, Prager Str. 25.
- Delhaes, W., Dr., 1907. Buenos Aires, Casilla Correo 147.
- Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.
- Denckmann, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Deninger, Karl, Dr., 1902. (Adresse unbekannt.)
- De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.
- Dienst, Paul, Bergreferendar, Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Diersche, M., Professor, Dr., 1909. Hamburg, Heimhuderstraße 84.
- Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 25, Alfredstraße 48.
- Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut u. Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Dietz, C., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit bei Fallersleben.
- Dietz, Eugen, Bergassessor, Dr., 1905. Eisleben, Grüne Gasse 1.
- Dinu, Joan, Dr., 1910. Freiburg i. S., Kreuzgasse 7.
- Dittmann, Kurt Emil, Diplom-Ingenieur, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 98.
- de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, rue de Bériot 44.
- \* Drevermann, Fritz, Dr., Kustos am Senckenbergischen Museum, 1899. Frankfurt a. M.-Preungesheim, Parsevalstraße 10.
- Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.
- Duft, Bergrat, 1911. Berlin W 30, Neue Winterfeldtstr. 26.



- Dyhrenfurth, Günther, Dr., 1908. Breslau I, Schuhbrücke 38/39.
- Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Tiergartenstr. 42.
- Ebeling, Max, Dr., Professor, Direktor der Schillerschule, 1897. Jüterbog.
- Eberdt, Oskar, Dr., Kustos an der Kgl. Geologischen Landesanstalt, 1891. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4B II.
- Eck, Otto, Dr., 1908. Berlin NW 21, Bundesratsufer 9.
- Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, Direktor der Westpreußischen Bohrgesellschaft, 1908. Danzig.
- von Elterlein, Adolf, Dr., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.
- Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.).
- Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
- Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent a. d. Universität, 1900. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor bei Friedrichshall und Sarstedt A.-G., 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).
- Ernst, G., Kgl. Bergrat, 1909. Beuthen, O.-Schl., Virchowstr. 12.
- Esch, Ernst, Dr., 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.
- Essen (Ruhr), *Redaktion der Deutschen Bergwerkszeitung*, 1912. Essen (Ruhr), Herkulesstr. 5.
- \* Ewald, Rud., Dr., 1910. Königsberg (Pr.), Geol. Institut der Universität.
- Felix, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.
- Fels, Gustav, Dr., 1902. Wien VI, Köstlergasse 6.
- Felsch, Joh., Dr., 1908. p. A. Professor Meier, Casilla 1559, Santiago de Chile (Süd-Amerika).
- Fenten, José, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, Casilla Correo 1568.
- Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.
- Fischer, Hermann, Dr., 1910. Königsberg i. Pr., Alexanderstraße 13 I.
- Fischer, Dr., Stabsarzt a. D., 1909. Veste Koburg.

- \* Fischer, Ernst, Dr., Assistent am Geologisch-Mineralogischen Institut, 1911. Tübingen, Geologisch-Mineralogisches Institut der Universität.
- Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Straße 56.
- \* Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin-Wilmersdorf, Gieselerstr. 22.
- Follmann, Otto, Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Koblenz, Fischelstr. 38.
- Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.
- Francke, M., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1912. Berlin W 15, Düsseldorf Str. 8 II.
- Frank, Julius, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, 1909. Adolfs-hütte bei Dillenburg.
- \* Franke, A., Töchtererschullehrer, 1910. Dortmund, Jungesellenstr. 18.
- Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
- Frech, Fritz, Dr., Professor an der Universität und der Technischen Hochschule, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39, Geologisches Institut. Privatwohnung: Neudorfstr. 41.
- Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Str. 108.
- Fremery, Hermann, 1908. Aachen, Mozartstr. 12.
- Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1906. Tiflis, Sergiewskaia 1.
- \* Freudenberg, Wilh., Dr., 1907. Göttingen, Baurat Gerberstraße 19.
- Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D., 1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.
- Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Mathildenstr. 25.
- Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Moltkestr. 4.
- Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden).
- Fritsch (= Frič), Anton, Dr. med. et phil., Direktor der geol.-paläontologischen Sammlungen des Museums des Königreichs Böhmen, 1868. Prag, Jäma (Grube) 7.
- Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Fuchs, Hubert, Bergrat, 1910. Dresden-Radebeul, Kaiser-Friedrich-Allee 19.

- Fulda, Ernst, Bergreferendar, 1911. Halle a. S., Unterberg 7.
- Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.
- Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1890. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Gante, Oberberggrat, Vorsteher der Herzogl. Anhalt. Salzwerkdirektion, 1902. Leopoldshall bei Staßfurt.
- Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.
- Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.
- Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.
- Gerth, Heinrich, Dr., Staatsgeologe, 1907. Buenos Aires (Argentinien), Casilla Correo 679.
- Gill, Adam Capen, Dr. 1891. Ithaca (New York), Cornell University.
- Glöckner, Friedr., Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.
- Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission der Königreiche Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.
- Goslar, *Naturwissenschaftlicher Verein*, 1904.
- Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.
- \* Goßner, B., Dr., Privatdozent, 1911. München, Neuhauser Straße 51 (Mineralogisches Institut).
- Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Assistent a. d. Paläobotanischen Abteilung der Geolog. Landesanstalt, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Göttingen, *Geologisches Institut der Universität*, 1905.
- Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.
- Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Steglitz b. Berlin, Peschkestr. 16 II.
- Gräbner, P. A., Oberberggrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstr. 25 A I.
- Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden A., Reißigerstraße 13.
- Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.
- Gröber, Paul, Dr., 1907. Straßburg i. E., Blessigstr. 1 II, Geologisches Institut der Universität.

- Gröbner, Bergrat, 1894. Wetzlar, Hausergasse 36.
- Grosch, Paul, Dr., I. Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Freiburg i. Br., Weiherhofstr. 7.
- von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.
- Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.
- Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Guillemain, Constantin, Dr., 1899. Elisabethville, Belgische Kongo-Kolonie.
- Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Haarmann, Allan, Dr., Regierungsrat a. D., 1911. Osnabrück, Hamburger Str. 7.
- Haarmann, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Mexico, D. F. Apartado 1408.
- Haardt, W., stud. geol., 1909. München-Gladbach, Crefelder Straße, Ecke Friedrichstraße.
- Haas, Hippolyt, Dr., o. Honorarprofessor an der Universität, Geh. Regierungsrat, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.
- Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Wellsteinplatz 3.
- Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.
- Hahn, Felix, Dr., Curator in Palaeontology, 1907. New York City (U.S.A.), Columbia University, Departm. of Geology.
- Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Berlin NW 5, Feldzeugmeisterstraße 6.
- Halle a. S., Kgl. Oberbergamt, 1910.*
- Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Kgl. Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.*
- Hambloch, Anton, Dr.-Ing. h. c. Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.
- Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.
- Haniel, C. A., 1908. Düsseldorf, Goltsteinstr. 37.
- Harder, Poul, Dr., 1910. Kopenhagen, Østervoldgade 7.
- Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

- Haßlacher, H., Bergreferendar, 1907. Berlin W 50, Marburger Str. 8.
- \* Haupt, O., Dr., Kustos an der geol.-mineralogischen Abteilung des Großherzogl. Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.
- Hauser, Dr., Privatdozent, 1910. Berlin NW 7, Bunsenstr. 1, Technologisches Institut der Universität.
- Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Roemer-Museum.
- Heckel, M., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg a. Harz.
- Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Berlin W 30, Freisinger Straße 18.
- Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1912.*
- Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 1 III.
- Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
- Heim, Fritz, Dr., 1910. Bayreuth, Sedanstr. 6.
- Heisecke, Wilhelm, 1911. Grünau (Mark), Königstr. 7 II.
- Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße. 69.
- Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Berlin-Charlottenburg, Marchstr. 4.
- Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
- Hennig, Edwin, Dr., Assistent am Geolog. Institut der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Henniges, L., Dr., 1911. Friedenau, Wilhelmshöher Str. 6.
- Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.
- Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Karlstraße 23 I.
- Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Rheinaustraße 19.
- Hermann, Rudolf, Dr., 1904. Berlin SW 11, Tempelhofer Ufer 32 III.
- \* Herrmann, Fritz, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Marburg a. d. Lahn, Ketzerbach 12.
- Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Frankfurt a. M., Rüterstr. 11.
- Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor, 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.
- Hibsch, Jos., Em., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebowerd, Post Tetschen (Böhmen).
- Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 1 A.
- Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 65, Triftstr. 61.
- Hintze, Carl, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.
- Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.
- \* Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. Naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien VI/2, Mariahilfer Str. 93.
- Hoffmann, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Hofmann, Adolf, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1886. Prag, Kgl. Weinberge.
- Höhne, Erich, Dr., Assistent an der Königl. Bergakademie, 1908. Berlin C 2, Große Präsidentenstr. 7.
- Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O. - A. Leonberg (Württemberg).
- Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S.
- Holzapfel, Eduard, Dr., o. Professor an der Universität, 1878. Straßburg i. E., Schweighäuser Str. 28.
- \* Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.
- von Hoerner, Thomas, Dr., 1909. Genf, rue des Rois 14 I.
- Hörnnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Heinrichstraße 61/63.
- Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.
- Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.
- Hotz, Walther, Dr., 1912. Laan a. d. Wijk, Buitenzorg (Java).
- Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.
- Hoyer, Carl G., Bergreferendar, 1906. Aachen, Bahnhofplatz 1.
- Huffnagel, P., Districtsgeoloog, 1909. Enschede, Niederlande, Hotel de Klomp.
- Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.
- Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).



- \* Hugl, E., Dr., Professor, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.
- Hummel, Karl, stud. geol., 1911. Karlsruhe (Baden), Riefstahlstr. 10.
- Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Professor, Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
- Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeologe, 1891. São Paulo (Brasilien).
- Jaffé, Richard, Dipl.-Bergingenieur, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.
- Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren, Böhmisches Technische Hochschule.
- Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
- Janensch, Werner, Dr., Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).
- Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Joksimowitsch, Z. J., Supplent, 1908. Pirot (Serbien).
- Jonker, H. G., Dr., Professor d. Paläont. u. Geol. an der Techn. Hochschule in Delft, 1907. 's Gravenhage, Valkenboschlaan 156.
- Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßenebersbach, Nassau.
- Just, Wilhelm, 1890. Zellerfeld (Harz).
- \* Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Südanlage 11.
- Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., George-Bähr-Str. 22.
- Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb*, 1905.
- Katzer, Friedrich, Dr., Bergrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo.
- Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogelsang 4.
- Kaunhowen, F., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Geologischen Instituts der Universität, 1867. Marburg in Hessen.
- Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Maipú 1241.

- Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland); z. Z. Freiburg i. B., Hildastr. 49.
- Keßler, Paul, Dr., 1907. Saarbrücken.
- Keyßer, Carl, Bergreferendar, 1909. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Kirschstein, Egon Fr., Geologe und Forschungsreisender, 1902. Berlin NW 52, Paulstr. 15 II.
- \* Kirste, Ernst, Lehrer am Karolinum, 1910. Altenburg, Ziegelstr. 38.
- \* Klähn, Hans, Dr., 1910. Straßburg i. E., Blessigstr.
- Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Lärchenberg 15.
- Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Klein, W. C., Districtsgeoloog für Süd-Limburg, 1910. Heerlen, Niederlande.
- \* Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
- Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.
- Klien, Walter, Dr., I. Assistent am Geologischen Institut und der Bernsteinsammlung, 1910, Königsberg i. Pr., Lange Reihe 3 II.
- Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Bonn, Geol.-paläontol. Institut und Museum der Universität.
- Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.
- Klusemann, stud. geol., 1912. Charlottenburg, Lietzenburgerstr. 37.
- Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. München 38, Notburgastraße 6 I.
- Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.
- Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W, Frankenstr. 7.
- Koehne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Ludwigstr. 16.
- Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. Br., Hebelstr. 33.
- Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.
- Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg, Sachsen.
- Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.

- von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.
- v. Komorowicz, M., 1911. Charlottenburg, Suarezstr. 32. *Königsberg i. Pr., Königliche und Universitäts-Bibliothek*, 1909.
- Korn, Joh., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Kaiserl. Polytechnikums.
- \* Koert, Willi, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent für Bergwirtschaftslehre an der Kgl. Bergakademie, Privatdozent an der Techn. Hochschule, 1889. Berlin NW 23. Händelstr. 6.
- Kraisz, Alfred, Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.
- Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.
- Kranz, W., Hauptmann, 1909. Swinemünde in Pommern, Moltkestr. 13.
- Krause, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Lüderitzbucht.
- Krause, Paul Gustaf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
- Krauß, Hans, cand. geol., 1910. München, Luisenstr. 17.
- Krenkel, E., Dr., 1907. Leipzig, Steinstr. 17 II r.
- Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
- Krollpfeiffer, Georg, cand. geol., 1910. Berlin NW 21, Bochumer Str. 9.
- Kronecker, W., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Krusch, Paul, Dr., Professor, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kukuk, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.
- Kumm, August, stud. geol., 1911. Heidelberg, Zwingerstraße 11 III.
- Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg a. d. Havel, Harlungerstr. 39.

- Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.
- Lachmann, Richard, Dr., Bergreferendar, 1909. Hamburg, Magdalenenstr. 2.
- \* Lang, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Tübingen.
- Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Königstr. 33.
- van der Leeden, Dr., Assistent am Mineralog.-Petrograph. Institut der Universität, 1910. Charlottenburg, Windscheidstr. 10.
- \* Lehmann, E., Dr., Privatdozent, 1908. Danzig-Langfuhr, Ferberweg 19.
- Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabower Str. 24.
- Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
- Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kronprinzenstr. 72.
- \* Leppla, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- \* Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
- \* Leuchs, Kurt, Dr., 1907. München, Alte Akademie, Neuhäuser Str. 51.
- Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.
- \* Liebrecht, F., Dr., 1909. Lippstadt i. W.
- van Lier, Bergingenieur, 1907. Basel, Münsterplatz 7.
- Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.
- Lindemann, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).
- Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Dusterer Eichenweg 19.
- von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).
- von Loesch, Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. München, Leopoldstr. 6.
- Löscher, Dr., Oberlehrer, 1909. Essen-Ruhr, Königssteiner Straße 19 I.
- Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Charlottenburg, Berliner Str. 57.
- Loewe, Bergassessor a. D., Dr., Direktor des Kaliwerks Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).

- von Löwenstein zu Löwenstein, Hans, Bergassessor, Geschäftsführer des Vereins für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund, 1907. Essen (Ruhr), Bibliothek des Bergbau-Vereins.
- Ritter von Łozinski, Walery, Dr., 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.
- Lucius, Michel, Lehrer, 1909. Luxemburg-Gare.
- Lucke, O., Bergassessor a. D., 1878. Breslau II, Tauenzienstraße 25 pt.
- Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St. A.
- Macco, Albr., Bergassessor a. D. und Kgl. Berginspektor a. D., 1897. Köln-Marienburg, Leyboldstr. 29.
- Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologiske Undersøgelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.
- Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.
- Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
- Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland), Rembrandtstr. 19.
- Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
- Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 30, Bamberger Str. 15 I.
- McClelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. Johannesburg (Transvaal), P. O. Box 1146.
- Menten, Hubert, 1911. Berlin W 30, Aschaffener Str. 13.
- Mentzel, H., Kgl. Bergwerksdirektor und Bergassessor, 1905. Buer (Westfalen), Löchter N 40.
- Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.
- Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich Oskar, cand. geol., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.
- Meyer, Hermann, L. F., Dr., Privatdozent, 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.

- Michael, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
- Milch, Ludwig, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.
- Mitzopulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen, Akademiestr. 71.
- Möhle, Fritz, Dr., Direktor, 1902. Hagen i. Westf., Bußkrugstr. 54 II.
- Möhring, Walther, Dr., Geologe der Compañía Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires, Argentinien, Calle 25 de Mayo 293.
- Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Voorstraat 60.
- Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.
- \* Mordziol, C., Dr., 1908. Koblenz, Goebenplatz 18.
- Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.
- Mrazec, Ludovic, Professor, 1912. Bukarest, Universität.
- Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.
- Mühlberg, Max, Dr., Professor, 1899. Aarau (Schweiz).
- Müller, Aug., Dr., 1908. Charlottenburg, Leibnizstr. 85. Naturwissenschaftliche Lehrmittelanstalt.
- Müller, Hans, cand. phil., 1911. Berlin NW 6, Luisenstr. 50.
- Müller-Herrings, Paul, Bergreferendar, 1909. Colmar i. E., Bruatstr. 6 II.
- Mülter, H. F., Bohrunternehmer, 1910. Königsutter, Herzogt. Braunschweig.
- München, *Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts*, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Mylius, Hugo, Dr., 1907. Höhenried bei Bernried am Starnberger See (Oberbayern).
- Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.
- Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.
- Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Neubauer, Bergrat, Repräsentant und Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt.
- Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.



- Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Ujarad, Temesmegye, Ungarn.
- Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Hobart (Tasmanien), The Nook, Sandy Bay.
- Oebbecke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.
- Obst, E., Dr., Leiter der Ostafrika-Expedition der Hamburger Geographischen Gesellschaft, 1909. Daressalam, Firma Hansing & Co.
- Öhmichen, H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstraße.
- Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rontzelstr. 68.
- \* Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
- Ordoñez, Ezequiel, Mining Geologist and Engineer, 1898. Mexico city, Mexico 2a, General Prim 37.
- Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W 30, Zietenstr. 6 B.
- Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
- Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.
- Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Athen (Griechenland), Rue Philellinon Psylla 2 A.
- v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.
- Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Wandsbeck bei Hamburg.
- Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
- Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geogr. Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34/36.
- Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Czernowitz, Residenzgasse 1 A.
- Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Adelheidstr. 6.
- Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- \* Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Herzogstr. 7 II.
- Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
- Philipp, Hans, Dr., 1903. Greifswald, Steinbeckerstr. 43.
- Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Bonn, Königstr. 1.
- Picard, Edmund, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Pietzcker, Franz, Dr., 1909. Tübingen, Neue Str. 15.
- Pietzsch, Kurt, Dr., Geologe der Kgl. Sächs. Landesanstalt, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
- Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie Museum, 1911.*
- Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.
- Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Karlsplatz 21.
- Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
- Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
- Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Göttingen.
- Pontoppidan, Harald, 1907. Hamburg, Claus-Groth-Str. 12.
- Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, Via Cappuccio 21.
- Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.
- Posen, Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft, 1909. (Zu senden an: Herrn Professor Könnemann, Posen W 3, Carlstr. 19.)*
- Potonié, Henry, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Kgl. Bergakademie, 1887. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Prag, Geologisches Institut der k. k. Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.*
- Precht, H., Dr. h. c., Professor, Mitglied des Grubenvorstandes und Fabrikdirektor des Salzbergwerkes Neustaßfurt, 1909. Neustaßfurt bei Staßfurt.
- Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffel-Straße 8 III r.
- Quaas, Arthur, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Quelle, Otto, Dr., 1903. Bonn, Geographisches Institut der Universität, Königstr. 3.
- Quitow, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Raefler, Friedrich, Dr., Bergreferendar, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.
- Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Zieblandstraße 16.
- Range, Paul, Dr., Kaiserl. Geologe, Leiter der Bohrkolonne Süd, 1905. Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, via Lüderitzbucht.
- \* Rassmuss, Hans, Dr., Assistent a. d. Kgl. Bergakademie, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Rau, K., Dr., Kgl. Oberförster, 1905. Bermaringen, O.-A. Blaubeuren (Württemberg).

- \* Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.
- Regel, Fritz, Dr., Professor der Geographie, 1892. Würzburg, Uhlandstr. 12 I.
- Regelmann, C., Rechnungsrat a. D., 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.
- Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.
- Reinisch, Dr., Professor, 1905. Leipzig-Co., Südstr. 123.
- Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
- Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
- Renner, Bergreferendar, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Renz, Karl, Dr., Privatdozent, 1903. Breslau XVIII, Eichendorffstr. 53.
- Reuning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Lüderitzbucht.
- Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M., Varrentrappstraße 53 III.
- Riedel, Adolf, stud. geol., 1910. München, Ainmüllerstraße 10 I, 1. Aufg.
- Riedl, Emil, Hilfslehrer, 1911. Wohlmuthshüll, Post Wannbach, Oberfranken.
- Rimann, E., Dr., Dipl.-Bergingenieur und Dipl.-Markscheider, 1908. Rehoboth, Deutsch-Südwestafrika, Postfach 7; ab 1. Juni: Dresden-A., Bayreuther Str. 8 II.
- Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität, Talstr. 35.
- Röchling, W., Bergreferendar, 1908. Saarbrücken, Kanalstraße 1.
- Röhrer, Friedr., Lehramtspraktikant, 1910. Pforzheim, Nebeniusstr. 11 I.
- Romberg, Jul., Dr., 1889. Zehlendorf (Wannsee), Landhaus Weiß, Klein-Machnower Chaussee.
- von der Ropp, Jean Friedrich, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1911. Berlin W 8, Kanonierstr. 2.
- Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimer Rat, 1872. Heidelberg.
- Rosenfeld, Paul, Dr., Rechtsanwalt, 1910. Berlin SW 11, Anhaltstr. 16/17.
- Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

- Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.
- Rutten, L., Dr., 1907. Soerataja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.
- Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).
- Salfeld, H., Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geologisches Institut.
- Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.
- Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Straßburg i. E., Herderstraße 28 II.
- Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geolog. Institut der Kgl. Technischen Hochschule, Seestr. 124.
- Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. Bad. Landesgeologe, Geheimer Bergrat, 1876. Freiburg i. Br., Rosastr. 11.
- Scheffer, Bergassessor, 1912. Essen-Ruhr, Herkulesstr. 5.
- Scheibe, Robert, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.
- Scherber, P., Dr., Admiralitätsrat, 1911. Berlin W 15, Lietzenburger Str. 5 pt.
- Schindehütte, Georg, Dr., 1906. Kassel, Fünffensterstr. 8 I.
- Schjerning, W., Dr., Direktor des Kaiser-Wilhelms-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.
- Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.
- Schlee, Paul, Dr., Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 19.
- Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Klingental in Sachsen.
- Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.
- Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmeißer, Karl, Kgl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau 18, Taschenstraße.
- Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).
- Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
- Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.

- Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.
- Schmidt, Martin, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.
- Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmierer, Th., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schnarrenberger, Karl, Dr., Großherzogl. Badischer Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.
- Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schneiderhöhn, Hans, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut der Universität, 1911. Gießen, Pension Bellevue.
- Scholz, E., Dr., Geologe bei der Kaiserl. Regierung, 1910. Darersalam, Deutsch-Ostafrika.
- Schöndorf, Dr., Privatdozent, 1911. Hannover, Geolog.-Mineralog. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.
- Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Berlin-Zehlendorf (Wannseeb.), Georgstraße-Erlenweg.
- Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeolog, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.
- Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schrödter, E., Dr.-Ing. h. c., 1906. Düsseldorf, Jacobistraße 3/5.
- Schubart, Hartwig, Hauptmann a. D., 1901. Marburg a. d. Lahn, Obere Roserstr. 23 B.
- Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schuh, Friedr., cand. geol., 1911. Nürnberg, Lenbachstr. 17.
- Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Cöln-Lindenthal, Geibelstraße 33 I.
- Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
- Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schuster, Julius, Dr., Botaniker, 1909. München, Hildegardstr. 8 part.
- Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Berlin W 15, Uhlandstr. 50 III.
- Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Helmstedt.

- Schwertschlager, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).
- Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim, N 5.
- Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.
- Seemann, Friedrich, Dr., Privatdozent, Kustos am Städtischen Museum, 1909. Aussig a. d. E. (Böhmen).
- Seidl, Erich, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 4.
- von Seidlitz, W., Dr., Privatdozent, 1906. Straßburg i. Els.-Ruprechtsau, Parkstr. 9.
- Seligmann, Gustav, Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.
- Selle, V., Dr., Bergassessor, 1909. Magdeburg, Kaiserstraße 42 A.
- Semmel, Johannes, Bergreferendar, 1910. Louisenthal (Saar).
- Semper, Max, Professor, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
- von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 30.
- Sieber, Hans, Seminarlehrer, 1908. Dresden-Strehlen, Kgl. Friedrich-August-Seminar, Teplitzer Str. 16.
- Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V.*, 1910.
- Siegert, Leo, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Simons, Herbert, Student des Bergfachs, 1910. Charlottenburg, Grolmanstr. 61 III.
- von Smoleński, Georg, Dr., 1908. Krakau, Ul. Gołębia 18.
- Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Halle a. S., Tiergartenstr. 6.
- Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, z. Z. Professor a. d. Kaiserl. Universität zu Peking, 1900. Peking, China, Deutsche Post.
- \* Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Rostock i. Mecklenburg, Geolog. Institut.
- Soenderop, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Sorg, Bergassessor, 1905. Lipine (Oberschlesien), Schlesische Aktiengesellschaft für Bergbau und Zinkhüttenbetrieb.
- Soergel, Wolfgang, cand. geol., 1909. Per Adr. Frau Professor Sarrassin, Freiburg i. Br., Bismarckstraße.
- Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers f. Nürnberg-Fürth.
- Spethmann, Hans, Dr., 1909. Berlin NW 7, Georgenstraße 34—36, Geographisches Institut.



- Speyer, Carl, Dr., 1907. Braunschweig, Techn. Hochschule.
- Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.
- Spitz, Wilhelm, 1907. Freiburg i. Br., Großherzogl. Bad., Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.
- Spulski, Boris, Dr., 1909. St. Petersburg, Rußland, Wassiljewski Ostrow, 4. Linie 15. Geologisches Comité.
- Stache, Guido, Dr., k. k. Hofrat, 1870. Wien III, Oetzeltgasse 10.
- von Staff, Hans, Dr., Privatdozent a. d. Universität, 1909. Berlin W 66, Leipziger Straße 115/116.
- Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. Zarskoje-Sselo, Orange-reinaja 16.
- Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.
- Steenhuis, J. F., Assistent am Geolog. Museum der Technischen Hochschule zu Delft, 1909. Rijswijk, Z. H., Koninginnelaan 32.
- Steenstrup, K. J. V., Dr., Mitglied der Kommission für Grönlands geologisch-geographische Untersuchung, 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15.
- Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.
- Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.
- Sterzel, J. T., Dr., Professor, Direktor der städtischen naturwissenschaftlichen Sammlung, 1877. Chemnitz, Heinrich-Beck-Str. 16.
- \* Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Roquetteweg 6.
- Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Hannover, Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.
- Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Université, rue de la roseraie.
- Stoller, J., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
- Straßburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Straßburg*, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.
- \* Stremme, Hermann, Dr., Privatdozent, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

- Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
- Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
- Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.
- Stutzer, O., Dr., Privatdozent für Mineralogie und Geologie an der Kgl. Bergakademie, 1904. Freiberg i. S.
- Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien VII, Lindengasse 46.
- Taeger, Heinr., Dr., 1910. Wien XVIII, Währinger Str. 133.
- Tannhäuser, Felix, Dr., Professor, Privatdozent, 1903. Charlottenburg, Mineral.-Geol. Institut der Techn. Hochschule.
- Tarnowitz, *Oberschlesische Bergschule*, 1905.
- Teßmar, Werner, Bergreferendar, 1908. Trier, Friedrich-Wilhelm-Str. 24.
- Thenn, Fr., Rentier, 1909. München, Rumfordstr. 19 I.
- Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig, Schillerstr. 9.
- Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., Professor, 1885. Kopenhagen, V. Aaboulevard 27.
- Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.
- Thürach, H., Dr., Großherzogl. Bad. Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. B., Dreikönigstr. 50 II.
- Tießen, Ernst, Dr., 1895. Berlin-Friedenau, Friedrich-Wilhelm-Platz 6.
- Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.
- Tietze, O., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tilmann, Norbert, Dr., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.
- Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.
- Tornau, Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg (Ostpr.), Geologisches Institut der Universität, Lange Reihe 4.
- Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien VII, k. k. Techn. Hochschule, Kirchengasse 19.
- Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin W 62, Burggrafenstr. 13.

- Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien VII, Siegmundsgasse 13.
- Trummer, P. H., Kaufmann, 1909. Wandsbeck, Löwenstraße 25.
- Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-Petrograph. Institut.
- Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.
- Tzschachmann, Walther, Dipl.-Bergingenieur, 1912. Erdölwerke Boryslaw, Galizien.
- \* Uhlemann, Alfred, Mitarbeiter der Königl. Sächs. Geolog. Landesanstalt, 1910. Plauen, Vogtland, Sedanstr. 14 II.
- Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.
- Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.
- Vacek, Michael, Chefgeologe und Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
- Verloop, J. H., Dr., 1907. Hilversum (Holland), P. C. Hooftweg 9.
- Viebig, Bergassessor, 1907. Kray bei Essen, Zeche Ver. Bonifacius.
- Vischniakoff, N., 1876. Moskau, Gagarinsky, Peroulok 18.
- Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.
- Vogel, Heinr., Assistent am Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1908. Aachen.
- Vogel, Fr., Dr., Professor, 1884. Nikolassee bei Berlin, Cimbernstr. 3.
- Vogel von Falckenstein, K., Dr., Privatdozent an der Forstakademie, 1910. Eberswalde, Breite Straße 15.
- Vogt, J. H. L., Professor, 1891. Christiania.
- Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedter Straße 35.
- Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, 1901. Windhuk, Deutsch-Südwestafrika.
- Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Breslau XVI, Parkstraße 32.
- Vorwerg, Hauptmann a. D., 1894. Warmbrunn.
- Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
- \* Wagner, Willy, Dr., 1911. Straßburg i. E., Steinwallstraße 6.

- \* Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geol. Landesanstalt, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.
- Waldenburg i. Schles., *Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse*, 1864. Waldenburg i. Schl., z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.
- Waldschmidt, Ernst, Dr., Professor, 1885. Elberfeld Griffenberg 67.
- Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S.; Domstr. 5.
- Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Instituto de Agronomía.
- Wanner, J., Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Goethestr. 8.
- Warmbrunn, *Reichsgräflich Schaffgotsch'sche Majoratsbibliothek*, 1910. Warmbrunn i. Schl.
- van Waterschoot van der Gracht, Mr. W. A. J. M., Ingenieur-Directeur der Rijksopsporing van Delfstoffen, 1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.
- Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.
- \* Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.
- Wedde, H., Dr., Professor, Oberlehrer, 1909. Halberstadt.
- Wedding, Bergreferendar, 1907. Ilsenburg a. Harz.
- Wedekind, Rudolf, Dr., 1907. Göttingen, Mauerstr. 2.
- Wegner, Richard, 1908. Breslau XIII, Kaiser-Wilhelm-Straße 103.
- Wegner, Th., Dr., Privatdozent, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.
- Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß, Schießrain 7.
- Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Flüggensstraße 11.
- \* Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.
- Weiser, Friedr. Moritz, cand. geol., 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71 I.
- Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.
- Weissermel, Waldemar, Dr., Privatdozent, Kgl. Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.
- Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.
- \* Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40 (Geol. Institut der Universität).

- Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Friesenstr. 13 I.
- Werth, Emil, Dr., Kartograph der Kgl. Preuß. Landesaufnahme, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.
- van Werveke, Leopold, Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.
- Wetzel, Walter, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut und Museum, 1910. Kiel.
- \* Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.
- Wichmann, R., Dr., 1909. Buenos Aires, Calle Maipú 1241.
- Widenmeyer, Oscar, Direktor, Dipl.-Ingenieur, 1906. Bukarest, p. Adr. Prima Societate Romana de Foraj.
- Wieggers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wien, *k. k. Universitäts-Bibliothek*, 1881.
- Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule, 1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45 C.
- Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Jena, Reichardtstieg 4.
- Wilckens, Rudolf, Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut der Universität, 1909. Greifswald.
- \* Willmann, Karl, cand. rer. nat., 1911. Freiburg i. Br., Hildastr. 40.
- Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Argentinien, Maipú 1241.
- Wittich, E., Dr. San Antonio-Platanzion, Rio Manzo, Staat Vera Cruz, Mexiko.
- Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.
- Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag II, Karlsplatz 287, Miner.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.
- Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.
- von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineral.-Geologisches Institut.
- \* Wolff, F. M., Dr., 1908. Berlin NW 40, In den Zelten 11.
- Wolff, Wilhelm, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstraße.
- Wunstorff, W., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wurm, Adolf, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1910. Heidelberg.

- Würzburg, *Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität*, 1909.
- Wüst, Ewald, Dr., a. o. Professor, 1901. Kiel, Mineralog. Institut.
- Wysogórski, Joh., Dr., 1898. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.
- Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O 17, Küstriner Platz 9 II.
- von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr., Professor der Geographie an der Universität, 1905. Jena, Marienstr. 8.
- Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
- Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., Bureau für wirtschaftliche Geologie, 1886. Mariendorf bei Berlin, Ringstraße 86 I.
- Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Großherzogl. Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringerstr. 65.
- Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Schloßteichstr. 13.
- Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zimmermann, Ernst, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie zu Berlin, 1909. Berlin NW 52, Melanchthonstr. 14.
- Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor a. D., Geheimer Rat, 1865. Bonn, Königstr. 2 A.
- Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde W., Ringstr. 10 A.
- Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.





3

Phot. u. gez. C. TOEBBICKE.

Fig. 1—4. *Noeggerathiopsis Hislopi* (BUNB.) FEISTMANTEL.  $\frac{1}{1}$ .

Fig. 3. *Noeggerathiopsis*-Blatt, noch an einem gegliederten Stengel ansitzend:  
links: Blattscheide eines Schachtelhalmgewächses unsicherer Zugehörigkeit.  $\frac{1}{1}$ .





Aufnahme von BEYER.

Rauenstein. Großer Überhang auf der Nordseite.  
Zerfallende gipshaltige, dachpappenähnliche Rinde mit hervorquellendem,  
alaunhaltigem „Krümelsande“.

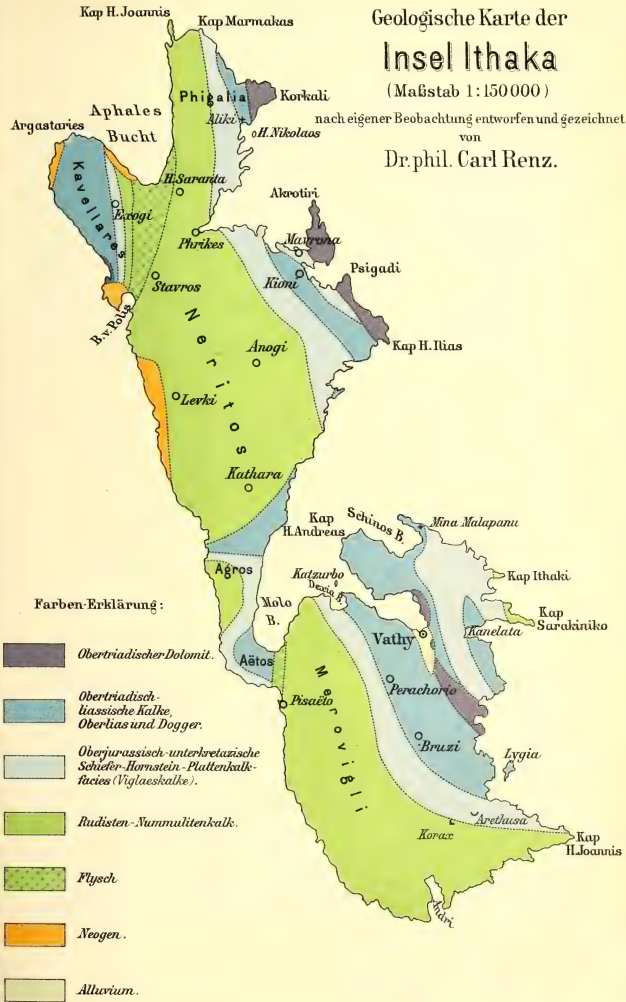


# Geologische Karte der Insel Ithaka

(Maßstab 1:150 000)

nach eigener Beobachtung entworfen und gezeichnet von

Dr. phil. Carl Renz.









MÖLLER phot.

Fig. 1.

Zerreißung und seitliche Verschiebung einer Landstraße  
durch die Baishiko-Verwerfung.



MÖLLER phot.

Fig. 2.

Baishiko-Verwerfung vor ihrem bertritt ins Gebirge.  
Absenkung des nördlichen (linken) Gebietes.





MÖLLER phot.

Fig. 1.

Durch die Chinsekiryō-Verwerfung zerrissener Baum bei Shinko.



MÖLLER phot.

Fig. 2.

Klaffende Erdbbenspalten bei Shinko.





MÖLLER phot.

Fig. 1.

Wasser-, Sand- und Schlammausbruch aus den Erdbebenspalten  
südlich Shinko (bei Tanshiken?).



MÖLLER phot.

Fig. 2.

Durch Erdbebenspalten verschobenes Kleinbahngeleise bei Toroku  
am Nordrande des Hauptschüttergebietes.





# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 1.

1911.

Protokoll der Sitzung vom 4. Januar 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr stud. rer. nat. KARL HUMMEL, Karlsruhe (Baden), Riefstahlstr. 10, z. Z. Freiburg i. B., Geologisches Institut, vorgeschlagen durch die Herren GROSCH, V. BUBNOFF und CLOOS.

Herr cand. geol. FRIEDRICH SCHUH, Nürnberg, Lenbachstr. 17, z. Z. Freiburg i. B., Geologisches Institut, vorgeschlagen durch die Herren GROSCH, KEMMERLING und VON BUBNOFF.

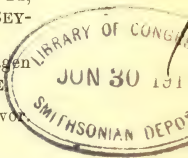
Herr Bergreferendar RENNER, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren VON KOENEN, BEY-SCHLAG und KRUSCH.

Herr Dr. L. HENNIGES, in Berlin-Friedenau, vorgeschlagen durch die Herren HARBORT, RAUFF und SCHEIBE.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor.

Herr WAHNSCHAFTE nahm zunächst das Wort zu einer Richtigstellung der Auffassungen über die **tektonischen Schichtenstörungen auf Rügen**.

In der Sitzung unserer Gesellschaft vom 2. November 1910 sprach Herr JAEKEL über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland, wobei er besonders auf die Störungen an der Steilküste von Rügen zwischen Saßnitz und Stubbenkammer



näher einging. Dieser Vortrag ist jetzt in erweiterter Form in diesen Monatsberichten 1910, Nr. 11 erschienen, und es ist dabei auch die vorhandene Literatur angeführt worden. Der Umstand nun, daß Herr JAEKEL meine Ansichten über die Störungen in der Rügenschon Kreide in unrichtiger Weise zur Darstellung bringt, nötigt mich, seine Ausführungen richtigzustellen.

Herr JAEKEL schreibt S. 605 bezüglich der Störungen auf Rügen:

„Ein Teil der Autoren, wie v. HAGENOW, BOLL, v. KOENEN, RUD. und HERM. CREDNER nahmen im wesentlichen tektonische Ursachen zur Erklärung der Störungen an, während diese von JOHNSTRUP, BERENDT, WAHNSCHAFTE, GEIKIE, PHILIPPI und anderen wesentlich auf den Eisdruck zurückgeführt werden, oder noch andere, wie COHEN, DEECKE, BALTZER, für eine Kombination beider Faktoren eintraten.“

Ferner heißt es S. 614:

„Ich habe den Eindruck, daß die hier vorgetragenen Anschauungen, die sich mit den Spezialbeobachtungen so vieler hervorragender Geologen decken, längst Gemeingut der norddeutschen Geologie wären, wenn nicht zufällig die klarsten Profile in Rügen gerade zuletzt durch E. PHILIPPI ganz als Eisdruckwirkungen gedeutet worden wären, und wenn nicht der maßgebende Geologe Norddeutschlands, FEL. WAHNSCHAFTE, in seiner Geologie unseres Flachlandes in allen diesbezüglichen Streitfragen die Entscheidung von den tektonischen Problemen auf die Frage des Eisdruckes abgelenkt hätte.“

Demgegenüber möchte ich nur zwei Sätze aus der 3. Auflage meiner „Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ (1909) zitieren, die ich niederschrieb, nachdem ich zu Pfingsten 1908 die Profile an der Steilküste der Halbinsel Jasmund von neuem besichtigt und dabei wiederum die feste Überzeugung gewonnen hatte, daß es sich hier um tektonische Störungen der letzten Interglazialzeit handele.

In dem Kapitel über Jüngere tektonische Schichtenstörungen ist S. 78 zu lesen:

„Nach ihm (PHILIPPI) fand das Inlandeis an der Kreide und dem ihm aufgelagerten älteren Diluvium ein erhebliches Hindernis. Es soll daher wie ein Keil gewirkt, von der Kreide einzelne Schollen losgerissen, vor sich hergeschoben und in südwärts geneigten Unterschiebungen eine Einpressung des Diluviums unter die hangende Kreide bewirkt haben. Eine derartige, sich regelmäßig wiederholende Unterschiebung einer Reihe dislozierter Kreideschuppen samt dem ihnen kon-

konkordant auflagernden Diluvium durch den seitlichen Druck des Inlandeises erschien mir jedoch trotz der zuversichtlichen Darlegungen PHILIPPI schwer verständlich; denn nach meiner Ansicht müßten die Lagerungsverhältnisse solcher vor dem Eisrande hergeschobenen und schließlich in die Kreide wieder eingepreßten Kreide- und Diluvialschollen viel unregelmäßiger sein, als sie in Wirklichkeit sind. DEECKE hat sich bereits in seiner Geologie von Pommern (S. 288) gegen die Annahme von Unterschiebungen gewendet, die mechanisch erst noch zu erklären sein würden.“

Ferner heißt es daselbst S. 79:

„An der Rabenklinte südlich von den Wissower Klinten ist das dreiteilige Diluvium, wie die beigelegte Fig. 2 zeigt, sehr gut aufgeschlossen. Es liegt konkordant auf der liegenden Kreide, während die hangende wiederum aufgewölbte Feuersteinzonen zeigt. Ich halte dies für Schleppungserscheinungen, nicht wie PHILIPPI für einen Beweis von glazialer Unterschiebung. Der obere Geschiebemergel schneidet die hangende Kreide diskordant ab und läßt hierdurch wieder erkennen, daß die Verwerfungen der Rügenschon Kreide zur Interglazialzeit erfolgt sein müssen.“

Im Anschluß hieran sei es mir noch gestattet, über die Altersbestimmung der Rügenschon Dislokationen einige Worte hinzuzufügen. Bereits 1886 hatte VON KOENEN ihre tektonische Natur hervorgehoben und faßte sie mit den anderen von ihm beschriebenen Dislokationen im nordwestlichen Deutschland als „postglazial“ auf, weil er auf den höheren Kreidefelsen Rügenschon kein oberes Diluvium anerkennen wollte. Bei Gelegenheit der Exkursion der Greifswalder Geologenversammlung nach Rügen im August 1889 machte ich jedoch auf Grund meiner früheren Beobachtungen von 1882 darauf aufmerksam, daß die tektonischen Störungen von dem oberen Geschiebemergel diskordant überlagert werden, also älter als dieser, aber jünger als die gemeinsam mit der Kreide verworfenen unteren Diluvialschichten sein müßten und daher in die Mitte der Diluvialperiode zu setzen seien, worauf auch H. CREDNER in seinem Berichte zustimmend hingewiesen hat (diese Zeitschr. 1889, S. 368). Die jetzt allgemein gültige Bestimmung der Rügenschon tektonischen Störungen als interglazial geht daher auf meine Beobachtungen und Darlegungen zurück. (Vergl. v. KOENEN, diese Zeitschr. 1890, S. 58—61.)

Mit den Ansichten JAEKELS über die Bedeutung vieler von mir für glazial gehaltenen Schichtenstörungen in Norddeutschland kann ich mich augenblicklich nicht auseinander-

setzen. Ob die großen tektonischen Störungen in Norddeutschland wirklich durchweg interglazial sind, wie JAEKEL anzunehmen geneigt ist, muß erst noch durch eingehende Kritik und tatsächliche Beweise klargelegt werden.

Herr GAGEL führte im Anschluß daran folgendes aus:

Im Anschluß an die vorhergehenden Ausführungen von Herrn Geheimrat WAHNSCHAFTE möchte ich mit einigen Worten darauf hinweisen, daß auch unter den anderen „norddeutschen Geologen“ schon seit sehr langer Zeit sehr ähnliche Anschauungen vertreten sind, wie sie Herr JAEKEL jetzt — mit mißbilligenden Bemerkungen gegen die „norddeutschen Geologen“ — als etwas Neues hinstellen möchte.

Mein verstorbener Kollege BEUSHAUSEN hat, ebenso wie ich (und G. MÜLLER), seit 1891, seit wir zusammen die Profile Rügens gesehen haben, stets in den gar nicht so seltenen Diskussionen über diesen Gegenstand den Standpunkt vertreten, daß es nicht glaziale, sondern tektonische, zur letzten Interglazialzeit erfolgte Störungen waren, die auf Rügen sichtbar sind, und die also wahrscheinlich auch anderswo im Diluvium das ältere Gebirge über die Diluvialschichten gebracht hätten.

Auch literarisch ist dieser Standpunkt von uns schon seit langem vertreten, nicht nur von G. MÜLLER, dessen wesentlichste Beweispunkte zu dieser Frage<sup>1)</sup> Herr JAEKEL nicht erwähnt, sondern auch von KRAUSE, MAAS und mir<sup>2)</sup>, was Herr JAEKEL überhaupt gar nicht erwähnt, und von HOLZAPFEL und meinen im Rheinland arbeitenden Kollegen, die nur ganz nebenher als „verschiedene Geologen“ zitiert werden, trotzdem hier ebenfalls die deutlichsten Beweise<sup>3)</sup> für die von Herrn JAEKEL vertretene Ansicht geliefert sind.

---

<sup>1)</sup> G. MÜLLER: Zur Altersfrage der N—S-Störungen in der Kreide von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1900, S. 1—6.

<sup>2)</sup> C. GAGEL z. B.: Diese Zeitschr. 1905, S. 165 u. 270. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, XXVI, S. 252; 1906, XXVII, S. 406; 1910, **31**, Teil 1, H. 1, S. 206—207. Besonders an letzter Stelle habe ich meine diesbezüglichen Ansichten mit aller wünschenswerten Schärfe formuliert. G. MAAS: Diese Zeitschr. 1901, **53**, H. 4, S. 107 vorletzter und letzter Absatz, besonders Zeile 3—7 von unten.

P. G. KRAUSE: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, XXIX, H. 2, S. 191—192.

<sup>3)</sup> Außer E. HOLZAPFEL: Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1903, XXIV S. 491—95; besonders

Daß ich selbst diesen Standpunkt gegenüber den Herren vom geologischen Universitäts-Institut in Berlin, speziell gegen PHILIPPI, mit aller Schärfe und allem denkbaren Nachdruck vertreten und dabei besonders auf das analoge Beispiel Sylts hingewiesen habe, geht schon aus den Angaben PHILIPPIs in dessen Arbeit hervor (S. 47—48 des Separatabdrucks, 214 der Z. f. G.) und daraus, daß dieser auf meine wiederholten Hinweise von der Unmöglichkeit eines glazialen Schubes wegen der Schubrichtung den Begriff der „Unterschiebungen“ konstruierte, um seine Auffassung zu retten.

Daß die sicher vorhandenen glazialen Störungen erst die Folge der großartigen tektonischen, interglazialen Störungen sind bzw. erst durch sie ermöglicht wurden, ist — wegen der wurzellos im jungen Diluvium schwimmenden Tertiär-

---

P. G. KRAUSE: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. Ebenda 1909, XXX, H. 1, S. 92 ff.; und

G. FLIEGEL: Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium zwischen Niederrhein und Eifel. Ebenda 1904, XXV; ferner

W. WOLFF: Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium am Niederrhein. Ebenda, S. 552.

A. QUAAS: Zur Geologie des Nordrandes der Eifel und des westlichen Teiles der niederrheinischen Bucht. Ebenda 1907, S. 1006—11.

G. FLIEGEL: Das linksrheinische Vorgebirge. Diese Zeitschr. 1906, 58, S. 295—298.

P. KRUSCH und W. WUNSTORF: Das Steinkohlengebiet NO der Rur. „Glückauf“ 1907, 43.

G. FLIEGEL: Rheindiluvium und Inlandeis. Verhandl. Naturh. Verein. f. Rheinland-Westfalen 1909, 66, S. 331—332.

W. WUNSTORF: Der tiefere Untergrund des nördlichen Teils der niederrheinischen Bucht. Ebenda, S. 338; ferner

G. FLIEGEL, E. KAISER und A. QUAAS: Erläuterungen zu den Blättern der geologischen Karte von Preußen, Lieferung 142, 1908 (Buir, Jülich, Bergheim, Brühl, Kerpen, Frechen); sowie

G. FLIEGEL, A. QUAAS: Erläuterungen zu Blatt Sechtem, Erp und Vettweiß. Lieferung 144 der geologischen Karte von Preußen, 1909.

Erst Ende 1910 erschienen, also so spät, daß sie Herrn JAEKEL wohl kaum bekannt sein konnten, sind folgende Arbeiten, die aber der Vollständigkeit wegen nachgetragen seien:

G. FLIEGEL: 1. Die Tektonik der niederrheinischen Bucht usw., und 2. Zur geologischen Exkursion in das Kölner Braunkohlengebiet. Kongreß für Bergbau usw., Düsseldorf 1910, S. 54 ff.

G. FLIEGEL und J. STOLLER: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, H. 1, S. 233.

G. FLIEGEL und W. WUNSTORF: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. Geol. Landesanst. 1910, N.F. 67, S. 129 bis 172.

G. FLIEGEL: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Ebenda, H. 61.



schollen — ebenfalls von mir schon mehrfach, zuletzt in meiner Arbeit über die Litorinasenkung, deutlichst vertreten worden.

Da man bei Herrn JAEKEL eine so weitgehende Unkenntnis der Literatur doch nicht gut voraussetzen darf, um so weniger als ihm, der doch 15 Jahre am Berliner geologischen Universitäts-Institut tätig und fast ständiger Besucher der Sitzungen (und Nachsitzungen) der Deutschen Geologischen Gesellschaft war, die häufigen Diskussionen über dieses Thema und unsere mündliche Verteidigung unseres Standpunktes, besonders in bezug auf Rügen, unmöglich unbekannt geblieben sein können — in der Dezember-Sitzung 1901 (a. a. O. 53, S. 107, vorletzter und letzter Abschnitt!) ist, **gegenüber JAEKEL**, der damals noch einen ganz andern Standpunkt vertrat, besonders von MAAS mit aller Schärfe der Standpunkt **interglazialer, tektonischer** Störungen verteidigt! —, so ist die diesbezügliche, vorher schon von Herrn Geheimrat WAHNSCHAFTE beleuchtete Stelle seines Aufsatzes, daß die vorgetragenen Anschauungen nicht „längst Gemeingut der norddeutschen Geologie wären“, und das völlige Verschweigen der oben — besonders ad 1 und 2 — angeführten, das Gegenteil beweisenden Stellen schwer erklärlich und schwer verständlich und zum mindesten sehr eigenartig!

Herr JAEKEL muß daher auch wissen, daß meine oben angeführten Kollegen und auch ich in dieser Frage größtenteils sehr viel weiter gehende Anschauungen vertreten haben, als es Herr WAHNSCHAFTE tat und z. T. jetzt noch tut. Seine Bemerkung von dem „maßgebenden Geologen“ Norddeutschlands, FEL. WAHNSCHAFTE, ist also ebenso schwer verständlich. — Mir ist nicht bekannt, daß irgendeiner meiner Kollegen in der völlig freien Äußerung und Verfechtung seiner Ergebnisse und Anschauungen durch Herrn Geheimrat WAHNSCHAFTE jemals irgendwie beschränkt oder beeinflußt worden wäre! (Vgl. z. B. die zitierte Stelle von MAAS.)

Wenn allerdings Herr JAEKEL die jetzigen Auffassungen WAHNSCHAFFES speziell über Rügen nicht ganz falsch dargestellt und unsere andern überhaupt nicht besprochenen Arbeiten und Ausführungen wenigstens teilweise angeführt hätte, so wäre damit schon der größte Teil seines Vortrages gegeben gewesen, und der Passus S. 610, letzter Absatz, daß die dort vorgetragenen Anschauungen „den allgemeinen, aber durch nichts begründeten Annahmen“ widersprechen, hätte nicht geschrieben werden können.

Herr JAEKEL trägt also jetzt als **seine** Entdeckung vor, was meine Kollegen und ich seit **jeder**



vertreten und nachweislich **gegenüber ihm** und den Herren vom Berliner Universitätsinstitut mit aller Energie verteidigt haben!! (z. B. diese Zeitschr. 53, 1901, Heft 4, S. 107, Zeile 3—7 von unten!); erwähnt aber diese unzweifelhaft erweisbare Tatsache nicht nur mit keinem Wort, sondern stellt obenein die Sache so dar, daß diese jetzt von ihm vertretenen Anschauungen „den **allgemeinen**, aber durch nichts begründeten Annahmen widersprechen, daß seit dem Tertiär keine bedeutenden Störungen in unserer Erdkruste eingetreten seien.“ Eine Aufklärung für dieses immerhin nicht gewöhnliche Verfahren wäre also recht wünschenswert.

Daß Herr JAEKEL irgendeinen neuen, noch nicht bekannten Beweis zu dem Vortragsthema oder zu einem bisher noch nicht bekannten diesbezüglichen Punkt gebracht hätte, kann ich leider nicht finden; wo er seine Anschauungen auf seiner Ansicht nach dahin gehörige, aber bisher noch nicht dabei erwähnte Punkte ausdehnt, wie z. B. Rüdersdorf, fehlt ein Beweis, soviel ich sehen kann, vollständig; es ist möglich, daß dem so ist, aber bewiesen hat es Herr JAEKEL nicht.

Nachträglicher Zusatz. Nachdem ferner seit mehr als 20 Jahren von allen in Norddeutschland arbeitenden Geologen einstimmig bekundet und vielfältig bewiesen ist, daß die großen Endmoränenzüge Mecklenburgs und Pommerns **nicht** einer besonderen Eiszeit entsprechen, sondern Rückzugsbildungen einer Vereisung sind, die nachweislich (ununterbrochene Decke des Oberen Geschiebemergels bis weit außerhalb der Endmoränen; dieselbe Geringfügigkeit der Verwitterung hinter und ziemlich weit vor denselben!) sehr viel weiter südlich und südwestlich gereicht hat als diese Endmoränen, ist die hypothetische Form der betreffenden Bemerkung JAEKELS S. 615 ebenfalls schwer verständlich. Zugunsten der gegenteiligen Ansicht hat sich bisher m. W. nur die Stimme GEIKIES erhoben, der doch wohl selbst nicht den Anspruch machen wird, ein genauer Kenner des norddeutschen Diluviums zu sein; aber alles, was im Verlaufe eines Vierteljahrhunderts an tatsächlichen Feststellungen durch die Kartierung in Norddeutschland erfolgt ist, scheint in den Augen mancher Gelehrten nicht in Betracht zu kommen gegenüber theoretischen Spekulationen, die keinen Beweis für sich, aber viele Beweise und alle Wahrscheinlichkeit gegen sich haben — ein sprechender Hinweis auf die Wertschätzung, deren sich die Ergebnisse der Kartierung in gewissen Kreisen erfreuen! Die fast völlige Ignorierung (bzw. ganz beiläufige und zum Teil namenlose

Zitierung) der Arbeiten meiner Kollegen, die ich vorher festgestellt habe, ist wohl zum Teil auf dieselbe Anschauung zurückzuführen.

Herr O. STUTZER sprach „Über genetisch wichtige Aufschlüsse in den Schwefelgruben Siziliens“.

Im vergangenen Herbst unternahm ich zum Studium von Schwefellagerstätten eine Studienreise<sup>1)</sup> nach Sizilien. Ich lernte auf dieser Reise einige Aufschlüsse kennen, welche für die Frage nach der Entstehung der dortigen Schwefellagerstätten von Bedeutung sind.

Bevor ich auf diese genetisch wichtigen Aufschlüsse aber näher eingehe, sei es mir erlaubt, einen kurzen genetischen Überblick über Schwefellagerstätten im allgemeinen zu geben.

In Gebieten tätiger Vulkane trifft man oft Stellen, welche mit gelbem Schwefel überkrustet sind. Aus Solfataren steigen in diesen Gegenden noch jetzt Dämpfe und Gase auf, welche einen Geruch nach schwefeliger Säure verbreiten und Schwefel an den Wänden ihrer Austrittsöffnungen absetzen.

In früheren Zeiten war man geneigt, die Entstehung aller abbauwürdigen Schwefellagerstätten auf ähnliche Prozesse zurückzuführen. Bei genaueren Untersuchungen erwies sich jedoch diese Annahme in ihrer Allgemeinheit als unrichtig. Nur einige wenige Vorkommen verdanken dem Vulkanismus ihr Dasein. Für die Weltproduktion kommen von diesen wenigen allein die japanischen Schwefellagerstätten in Betracht, welche in alten Kraterseen oder am Gehänge alter oder noch tätiger Vulkane lagern.

Die Bildung des Schwefels bei Vulkanen dachte man sich bisher durch den Verlauf einer Reaktion zwischen  $H_2S$  und  $SO_2$ , wobei sich  $H_2O$  bildete, und Schwefel frei wurde. Auf Grund eingehender Untersuchungen von BRUN muß die Annahme dieser chemischen Reaktion bei Bildung vulkanischen Schwefels jedoch als irrtümlich zurückgewiesen werden.

BRUN wies zunächst auf die Unmöglichkeit hin, daß  $H_2S$  und  $SO_2$  aus einem Kanale gemeinsam austreten können. Würde die Reaktion in dem eben angedeuteten Sinne verlaufen, so müßten für die Gase  $H_2S$  und  $SO_2$  zwei getrennte Zufuhrkanäle existieren, was in den meisten Fällen aber aus-

---

<sup>1)</sup> Durch Vermittlung des Herrn BALDACCI-Rom unterstützten mich bei diesem Studium in liebenswürdigster Weise einige Herren Ingenieure in Caltanissetta.

geschlossen ist. Nach seinen eingehenden Beobachtungen am Pico de Teyde sowie auf Java erscheint vielmehr der Schwefel als Schwefeldampf oder als submikroskopischer Staub in einem  $\text{CO}_2$ -Strome. Trifft dieser Gasstrom Wasser unter  $100^\circ$ , so kondensieren sich die Schwefeldämpfe zu Schwefelmilch. Ist wenig Wasser vorhanden, so krystallisiert sich der Schwefel der Gase bei einer Temperatur von  $100\text{--}110^\circ$  an den Wänden der Solfatarenöffnung aus, wo er sich in kompakten Massen festsetzt und die Enge graduell vermehrt. Bei noch höherer Temperatur ( $192\text{--}270^\circ$ ) schmilzt der Schwefel, fließt dann über die Gesteine und entzündet sich.

Durch derartige Prozesse ist auch die Entstehung der japanischen Schwefelvorkommen zu erklären.

Alle anderen Typen von Schwefellagerstätten haben mit Vulkanismus direkt nichts zu tun.

Als erste dieser nicht vulkanischen Typen seien Schwefelgänge genannt. Dieselben besitzen für den Weltmarkt so gut wie keine Bedeutung. Nur in Mexiko werden sie interimistisch abgebaut, wo sie bei Conejos einen cretaceischen Kalkstein durchsetzen. Dieselben bestehen nach E. BÖSE in ihrer Mitte aus reinem Schwefel, welcher seitlich zunächst durch Kieselsäure verunreinigt wird und dann in Gips übergeht, worauf der Kalkstein des Nebengesteins folgt. Die Entstehung dieser Gänge führt BÖSE auf die Tätigkeit schwefelwasserstoffhaltiger Quellen zurück. Diese oxydierten in den oberen Teufen ihren mitgeführten Schwefelwasserstoff ( $\text{H}_2\text{S}$ ) zu Wasser ( $\text{H}_2\text{O}$ ) und Schwefeldioxyd ( $\text{SO}_2$ ), welches letzteres den Kalkstein am Salbande in Gips umwandelte. In einer späteren Phase war die Oxydation, vielleicht infolge Verstopfung der Spalte, geringer, und es konnte Schwefelwasserstoff ( $\text{H}_2\text{S}$ ) alsdann nur zu Wasser ( $\text{H}_2\text{O}$ ) und Schwefel (S) oxydiert werden, wobei sich der reine Schwefel absetzte. Auch im Kaukasus<sup>1)</sup> und südlich Grossny bei Gik-Salgan sind derartige Schwefelgänge in Kalkstein bekannt, die ebenfalls auf die Tätigkeit früherer Schwefelquellen zurückzuführen sind. Noch heute treten zahlreiche Schwefelquellen in dieser Gegend zutage.

Als dritter, zugleich letzter und wichtigster aller Schwefellagerstättentypen ist die sedimentäre Schwefellagerstätte zu nennen. Zu diesen sedimentären Lagerstätten gehören die nationalökonomisch wichtigsten Vorkommen, wie die Lagerstätten in Italien, Galizien, Oberschlesien, Louisiana usw.

---

<sup>1)</sup> Siehe O. SRUTZER: Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. Berlin 1911.

Der einzige Beweis für die sedimentäre Entstehung aller dieser Schwefelvorkommen ist die Lagerung des Schwefels. Auf die Lagerung des italienischen, speziell sizilianischen Schwefels sei im folgenden deshalb kurz eingegangen.

Die größte Schwefelproduktion Italiens liefert Sizilien. Nicht unbeträchtliche Schwefelmengen werden aber auch im nördlichen Mittelitalien südlich Bologna gewonnen, in der Romagna und in den Marken, ferner in Campanien (bei Benevent, nicht weit von Neapel) und in Kalabrien.

Alle diese italienischen Schwefelvorkommen liegen innerhalb derselben Schichtenserie, welche von E. KAYSER und DEECKE als Unterpliocän, von vielen italienischen Forschern als Obermiocän bezeichnet wird. Lagerung und Schichtenfolge ist in allen diesen Ablagerungen äußerst ähnlich, und wir können dieselben Profile in Lagerstätten Siziliens, Kalabriens und in der Romagna aufnehmen; in welchen wir in den liegenden Teilen Tripelschiefer und im Hangenden Gips antreffen. Schon diese große Verbreitung der italienischen Schwefellager innerhalb ähnlicher und gleichzeitiger Sedimente spricht für eine sedimentäre Entstehung und gegen eine vulkanische Bildung.

Anhänger einer epigenetischen Entstehung der italienischen Schwefellagerstätten — gleichgültig, ob sie an vulkanischen oder nichtvulkanischen Ursprung denken — müssen auch viele negative Erscheinungen erklären, von welchen einige genannt seien. Auf Sizilien liegen über den schwefelführenden Gesteinen und unter dem Tripelschiefer mächtige Gipse, welche keinen Schwefel führen. Bei einer epigenetischen Entstehung des Schwefels, gedacht etwa als Reduktion des Gipses durch bituminöse Substanz, mußten aber Schwefelstücke im Gips entstehen, was indessen nicht der Fall ist. Vielmehr findet sich der Schwefel in gewissen Kalkstein- und Mergelbänken unter dem Gipse. Auch die auf Sizilien über dem Gipse lagernden Kalksteine sind sehr porös und enthalten keinen Schwefel. Eine befriedigende Erklärung für diese und viele andere negative Erscheinungen bei einer epigenetischen Entstehung der sizilianischen Schwefellagerstätten ist aber bisher nicht gegeben.

Einbettungsmasse des italienischen Schwefels ist Kalkstein oder Mergel. Diesem ist der Schwefel entweder fein eingesprengt — oder in Form größerer Knollen und unregelmäßiger Putzen eingelagert — oder in dünnen, etwa fingerdicken Schichten zwischengelagert.

Diese letztere Struktur, welche in Sizilien den Namen „soriata“ erhalten hat, ist für eine sedimentäre Entstehung

besonders beweisend. Wir finden sie außer in Sizilien auch in der Romagna und in Swoszowice in Galizien. Der vom k. k. Ackerbau-Ministerium herausgegebene Atlas dieser letzteren Lagerstätte weist mehrere Bilder dieser gebänderten Vorkommen auf.

Auf Sizilien konnte ich diese Struktur genauer studieren in der Grube Gessolungo-Trigona. Es sind hier zwei Schwefelflöze bekannt: ein unteres von ca. 3 m und ein oberes von ca. 4 m Mächtigkeit. Sie sind durch ca. 70 cm Zwischenmittel getrennt. Das Einfallen der Schichten beträgt  $16^{\circ}$ .

Beide Flöze bestehen aus einander parallelen, regelmäßigen Ablagerungen reinen gediegenen Schwefels von etwa Fingerdicke mit doppelt oder mehr so breiten Zwischenlagen eines mergeligen Kalksteins. Die Flöze sind in der betreffenden Grube auf etwa 200 m Länge aufgeschlossen und gewähren einen der schönsten Anblicke, die ein Grubenaufschluß überhaupt bieten kann.

Die Schwefelbänder dieser Vorkommen sind meist dicht. Mitunter aber zeigen sie an ihrem oberen Ende auch eine hohle Schichtfuge, in welche von der Decke herab Calcitkrystalle hineinragen. Auf dem sonst kompakten Schwefel haben sich in diesem Falle auch sekundäre Schwefelkrystalle angesiedelt. Diese Hohlräume, die im Liegenden also von Schwefel, im Hangenden aber von einer Calcitlage begrenzt werden, sind mitsamt ihren Krystallen durch sekundäre Auflösungen und Umsetzungsprozesse entstanden. Wie überhaupt alle jene schönen Schwefel-, Gips- und Cölestinkrystalle, welche die sizilianischen Gruben für die mineralogischen Sammlungen der ganzen Welt liefern, sekundäre Produkte sind, die sich auf Klüften oder Spalten neu gebildet haben.

Die typischen gebänderten Schwefelschichten zeigten nun in der Grube Gessolungo-Trigona zwei Erscheinungen<sup>1)</sup>, welche sich nur bei Annahme einer primären, sedimentären Ablagerung des Schwefels gut erklären lassen. Es sind dies typische Diagonalstruktur, oft mehrfach übereinander wiederholt, wie wir sie sonst an Sandsteinen kennen, und zweitens eine Erosion des unteren Flözes vor Ablagerung des oberen. Bei dieser Erosionserscheinung schneiden die einzelnen Schwefelschichten gegen die Erosionsmulde scharf ab. Die Mulde selbst ist mit dem sonst 70 cm mächtigen Zwischenmittel, dem bituminösen Tone, angefüllt. Die überlagernden Schwefelschichten laufen

---

<sup>1)</sup> Es wäre im Interesse der Wissenschaft sehr zu begrüßen, wenn derartige Aufschlüsse in (Farben-)Photographie festgehalten würden.



ungestört darüber weg. Besonders diese letztere Erscheinung ist für eine sedimentäre Entstehung dieses Schwefels geradezu beweisend. Eine Verdrängung ehemaliger dünner Gipsschichten in diesem Kalkstein durch Schwefel ist jedenfalls ausgeschlossen, zumal die überlagernden mächtigen Gipse keinen Schwefel führen.

Durch alle diese angeführten Beobachtungen scheint die sedimentäre Entstehung der sizilianischen Schwefelvorkommen außer allem Zweifel zu sein, wie es von italienischen Geologen, welche eingehend die dortigen Schwefellagerstätten studieren konnten, auch schon immer behauptet wurde.

Schwieriger ist aber die Frage nach dem Verlauf der chemischen Prozesse, welche zur Bildung der Schwefelablagerungen führten. Auf diese sei an dieser Stelle nicht näher eingegangen. Erwähnt sei nur, daß der Schwefel größtenteils wohl durch Oxydation von Schwefelwasserstoff entstanden ist, und zwar entweder anorganisch, nach der schematischen Formel:  $\text{H}_2\text{S} + \text{O} = \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ , oder organisch, unter Beihilfe niedriger Lebewesen, der sog. Schwefelbakterien. Der zu diesen Reaktionen notwendige Schwefelwasserstoff vermag sowohl organischer Materie (durch Fäulnisprozesse) als auch anorganischen Schwefelverbindungen (durch Reduktionsprozesse) zu entstammen. Als anorganisches Ausgangsmaterial ist hier vor allem Gips zu nennen, der ebenso wie die zu seiner Reaktion notwendige organische Substanz auf keiner der bekannten schichtigen Schwefellagerstätten fehlt. Auf die näheren Ansichten über die Reduktion des wohl meist noch in Lösung befindlichen Gipses soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden.

An der Diskussion beteiligt sich Herr KEILHACK.

Herr RUDOLF HERMANN legte einige Klappersteine aus der baltischen Kreide vor, die von dem Professor an der Technischen Hochschule zu Charlottenburg, Herrn Geheimrat GRANTZ, an der Ostsee bei Althagen in Mecklenburg gesammelt wurden. Die Stücke lassen deutlich eine konzentrisch-schalige Struktur erkennen. Im Innern befindet sich bei einigen ein aus verkieselten Schwammnadeln zusammengesetzter Kern. Auf diesen folgt eine schmale, aus stark zersetztem, weiß verwittertem Feuerstein bestehende Zone, darauf eine aus dunklem, unzersetztem Feuerstein bestehende, dicke, mehr oder weniger kugelförmige Schale. Sämtliche Stücke lassen deutlich erkennen, daß die Zersetzung und teilweise Fortführung der mittleren Schicht von manchmal ganz feinen, aber stets vor-



handenen Poren in der äußeren Schale ausgeht. Bei zwei Stücken ließ sich im Innern Kreide nachweisen, die bei dem einen Vertiefungen zwischen dem Spongiennadelkern ausfüllte, bei dem andern den fast 1 cm im Durchmesser starken Kern selbst bildete. Der Nachweis der Kreide wurde von dem Berichterstatte im Chemischen Laboratorium der Landwirtschaftlichen Hochschule mit gütiger Unterstützung durch den ersten Assistenten, Herrn Dr. BUCHNER, ausgeführt.

Sodann sprach Herr RUDOLF HERMANN über *Rhinoceros Merckii* JÄGER im Diluvium Westpreussens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna.

In den Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 97, Blatt Graudenz, erwähnt A. JENTZSCH 1901 „die aus dem Weichselbett gebaggerten bzw. beim Fundieren der Brückenpfeiler gefundenen Diluvialknochen, von welchen das Ostpreußische Provinzial-Museum durch Herrn Bauinspektor TOBIEN 1878 ein Stück eines Backzahnes vom Mammut, *Elephas primigenius*, und einen vorzüglichen fünften Backzahn des rechten Oberkiefers eines erwachsenen Nashorns erhielt. Derselbe wurde anfangs für *Rhinoceros tichorhinus* FISCH. (= *Rh. antiquitatis* BLB.) bestimmt, ist aber nach mündlicher Mitteilung H. SCHROEDERS zu *Rh. Merckii* zu stellen.“<sup>1)</sup>

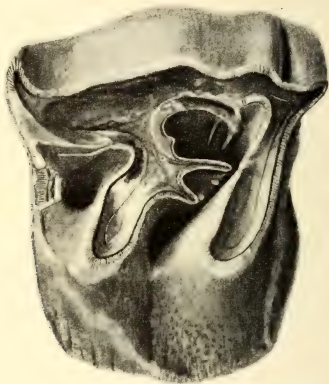
Als ich im Herbst 1909 die ein Jahr vorher begonnene Bearbeitung der westpreußischen *Rhinoceros*-Funde wieder aufnahm, konnte ich durch Vergleich mit dem reichen Material der Berliner Geologischen Landesanstalt bei zwei Unterkieferzähnen von *Rhinoceros* die Zugehörigkeit zu *Rh. Merckii* feststellen. Damals machte mich Herr Geheimrat Prof. Dr. H. SCHROEDER, der meine Untersuchungen in liebenswürdigster Weise förderte, auf den oben erwähnten, in Königsberg aufbewahrten Zahn aufmerksam. Auf meine Bitte sandte mir Herr Prof. Dr. TORNQUIST in Königsberg den Zahn für eine genauere Untersuchung ein, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Durch Vergleich mit der Jerxheimer Zahnreihe bestimmte ich den etwas abgerollten Zahn (Fig. 1) als letzten Prämolaren des rechten Oberkiefers.

Trotz der Schwierigkeiten in der Unterscheidung ist bei dem vorzüglichen Erhaltungszustand der in Frage kommenden Stücke die Bestimmung auch der Unterkieferzähne mit Sicher-

---

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 55.

heit möglich gewesen. Für die Einzelheiten der Untersuchung muß ich auf die, wie ich hoffe, noch im Laufe dieses Jahres erscheinende Monographie der westpreußischen *Rhinoceros*-Funde verweisen<sup>1)</sup>. Hier darf ich mich wohl auf das Zeugnis eines so ausgezeichneten Kenners wie H. SCHROEDER berufen, der meine Bestimmungen bestätigt hat.



F. MILLIES del.

Fig. 1.

Letzter Prämolare des rechten Oberkiefers (P<sup>1</sup>r) von *Rhinoceros Merckii* JÄGER aus der Weichsel bei Graudenz. Sammlung des Geologisch-paläontologischen Instituts der Universität Königsberg i. Pr. Nr. 29276. Von der Kaufläche gesehen.

Die beiden neuen Funde von *Rhinoceros Merckii*, ein letzter Prämolare des rechten (Fig. 2) und ein zweiter Molare des linken Unterkiefers (Fig. 3), stammen aus den Kiesgruben bei Gruppe, westlich gegenüber von Graudenz, und Menthen, bei Christburg, nahe der ostpreußischen Grenze. Beide kommen in ihren Maßen und in ihrer Gestalt den entsprechenden Zähnen des in der Geologischen Landesanstalt zu Berlin auf-

---

<sup>1)</sup> R. HERMANN: Die *Rhinoceros*-arten des westpreußischen Diluviums. Geographische und morphologische Untersuchungen nach dem Material des Westpreußischen Provinzial-Museums in Danzig, des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Königsberg i. Pr. und des Städtischen Museums in Thorn. Schriften d. Naturf.-Ges. in Danzig. N. F.

bewahrten Unterkiefers von Mosbach sehr nahe, der von H. SCHROEDER beschrieben und abgebildet wurde<sup>1)</sup>.

Die westpreußischen Funde stellen das nördlichste bisher bekannte Vorkommen von *Rhinoceros Merckii* in Deutschland dar. Menthen liegt ungefähr bei 53° 54' n. Br., Gruppe gegenüber Graudenz bei 53° 29' n. Br.



J. VON GRUMBKOW del.

Fig. 2.

Letzter Prämolare des rechten Unterkiefers (P<sub>1r</sub>) von *Rh. Merckii* aus der Kiesgrube Gruppe, Kreis Schwetz. Sammlung des Westpreuß. Provinzial-Museums in Danzig. G. S. 1795.

Von der Kaufläche gesehen.

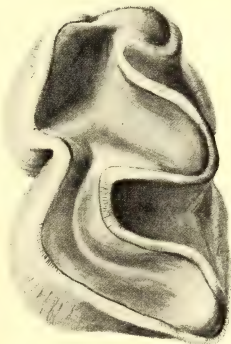


Fig. 3.

Zweiter Molare des linken Unterkiefers (M<sub>2l</sub>) von *Rh. Merckii* aus der Kiesgrube Menthen, Kreis Stuhm. Sammlung des Westpreuß. Provinzial-Museums in Danzig. G. S. 5120.

Von der Kaufläche gesehen.

Im Westen schließen sich die Funde von Rixdorf bei Berlin, von Westeregeln im Reg.-Bez. Magdeburg und von Jerxheim in Braunschweig, südlich von 52° 30' n. Br., an. Im Osten kommt *Rhinoceros Merckii* nach BRANDT<sup>2)</sup> und TSCHERSKI<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> H. SCHROEDER: Die Fauna des Mosbacher Sandes. I. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., H. 18, Berlin 1903, Taf. XII, Fig. 2.

<sup>2)</sup> I. F. BRANDT: Versuch einer Monographie der tichorhinen Nasenhörner. Mém. de l'Acad. des Sciences de St.-Petersbourg, VII. Série, Bd. XXIV, Nr. 4, Petersburg 1877.

<sup>3)</sup> J. D. TSCHERSKI: Wissenschaftliche Resultate der von der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften zur Erforschung des Jana-

im europäischen Rußland vor: bei Kamenez-Masowsky am Zusammenfluß des Bug und Ljur, südlich des 50. Breitengrades im Gouvernement Podolien unweit Tultschin und wahrscheinlich bei Kiew (beschrieben von ROGOWITSCH als *Rh. leptorhinus*); etwas nördlicher, in der Nähe des 54° n. Br., fand es sich im Gouvernement Ssamara beim Dorfe Chrjastschewka am Flusse Tscheremschan. Die beiden nördlichsten Funde, ein linker Unterkiefer von Myssy an der Kama (etwa 55° 30' n. Br.) im Gouvernement Kasan, und eine Ulna von den Ufern der Ufa (etwa 55° 47' n. Br.), zeigen einige Abweichungen von den entsprechenden Knochen des *Rhinoceros Merckii*, so daß TSCHERSKI für letzteren eine neue, *Rh. Merckii* nahestehende Nashornart annehmen möchte.

I. F. BRANDT gibt bereits 1877 eine Liste der Säugetiere, deren Reste zusammen mit denen des *Rhinoceros Merckii* von Sibirien an bis zum westlichen Europa vorgekommen sind<sup>1)</sup>. Jedoch fehlt eine genauere Angabe der einzelnen Fundorte und ihrer faunistischen Zusammensetzung. Auch scheint mir der Nachweis von zwei *Merckii*-Funden in Sibirien<sup>2)</sup> die Annahme BRANDTs nicht ausreichend zu begründen, daß *Rhinoceros Merckii* aus einer „nordischen Urheimat nach dem Westen und Süden von Europa und Asien vorgedrungen sei und dort eine südlichere Fauna mit *Semnopithecus*, *Macacus*, *Machaerodus*, *Elephas antiquus* und *meridionalis*, *Mastodon*, *Hippopotamus* u. a. vorgefunden habe“<sup>1)</sup>.

Aber BRANDTs großes Verdienst ist, gezeigt zu haben, daß *Rhinoceros Merckii* ein sehr viel größeres Verbreitungsgebiet besitze, als man bis dahin annahm, und energisch betont zu haben, daß es keine ausschließlich südliche oder westliche Form sei.

---

landes und der Neusibirischen Inseln in den Jahren 1885 und 1886 ausgesandten Expedition. Abt. IV. Mém. de l'Ac., VII. Serie, Bd. 40, Nr. 1, Petersburg 1892.

<sup>1)</sup> I. F. BRANDT: a. a. O. S. 102.

<sup>2)</sup> TSCHERSKI betont in seiner oben angeführten Arbeit ausdrücklich, „daß Reste von *Rh. Merckii* sich in Sibirien bisher nur auf zwei Örtlichkeiten beschränken, und zwar: die Umgegend der Stadt Ssemipalatinsk (50° 24' n. Br. und 97° 56' ö. L. v. Ferro), wo . . . . im Jahre 1869 ein Teil eines Unterkiefers desselben gefunden wurde, in Gemeinschaft mit dem von mir vermessenen Humerus von *Rh. tichorhinus* (beide Reste sind vollkommen gleich gefärbt und gleich gut erhalten) und endlich die Stadt Irkutsk 52° 16' n. Br. und 121° 56' ö. L.), von wo der bereits bekannte Schädel von *Rh. Merckii*, ohne genauere Angaben des Fundortes, stammt“. (S. 444.)

Auch v. ZITTEL kommt vor nunmehr bald 20 Jahren zu dem Ergebnis, daß *Rhinoceros Merckii* und *Rh. antiquitatis* „während der präglazialen und glazialen Periode des Diluviums so ziemlich in demselben Verbreitungsgebiet lebten“<sup>1)</sup>.

Andererseits ist auch noch in der neuesten Literatur die Ansicht vertreten, daß *Rhinoceros Merckii* neben dem leitenden *Elephas antiquus* ein charakteristischer Vertreter der *Antiquus*-Zeit mit warmem Klima sei, während *Rhinoceros antiquitatis* der etwas jüngeren *Primigenius*-Zeit mit kaltem und feuchtem Klima und, wenn auch nicht mehr so häufig, der wesentlich postglazialen Renntierzeit mit kontinentalerem Klima angehöre.

Vergleichen wir daraufhin die Begleiter von *Rhinoceros Merckii* an einigen der genannten Fundorte.

Während bei Graudenz der P'r von *Rh. Merckii* zusammen mit einem Backzahnbruchstück vom Mammut aufgefunden wurde, sind von den zahlreichen, teilweise ganz ausgezeichnet erhaltenen Wirbeltierresten aus dem Kieslager von Gruppe bis jetzt folgende Arten bestimmt:

*Elephas primigenius* BLMB.

*Rhinoceros antiquitatis* BLMB.

*Rhinoceros Merckii* JÄGER.

*Equus caballus fossilis* CUV.

*Bos* sp.

*Bison priscus* BOJAN.

*Colus saiga* PALL. (= *Saiga prisca* NEHRING).

*Cervus elaphus* L.

*Megaceros hibernicus* OWEN.

*Alces* sp.

Bei Menthen fanden sich:

*Elephas primigenius* BLMB.

*Rhinoceros antiquitatis* BLMB.

*Rhinoceros Merckii* JÄGER.

*Equus caballus fossilis* CUV.

*Bison priscus* BOJAN.

*Cervus* sp.

*Megaceros hibernicus* OWEN (= *M. euryceros* ALDR.)

*Alces palmatus* GRAY.

*Rangifer tarandus* H. SM.

und andere zum großen Teil noch unbestimmte Reste. Wurden doch in einem einzigen Jahre, 1895, nach dem Verwaltungs-

---

<sup>1)</sup> v. ZITTEL: Handbuch der Paläontologie, I. Abt., IV. Bd., München u. Leipzig 1891—93, S. 296.

bericht des Westpreußischen Provinzial-Museums einige siebzig Nummern diluvialer Säugetierreste aus der Menthener Kiesgrube dem Museum als Geschenk überwiesen.

Aus Rixdorf und benachbarten Gebieten erwähnt WAHNSCHAFTE<sup>1)</sup> nach SCHROEDER und NEHRING

*Elephas primigenius* BLMB.

*Elephas trogontherii* POHLIG.

*Rhinoceros antiquitatis* BLMB.

*Rhinoceros Merckii* JÄGER.

*Equus caballus fossilis* CUV.

*Ovibos fossilis* (= *O. moschatus* cf. *mackenzianus* KOWARZ.).

*Bos primigenius* BOJAN.

*Bison priscus* BOJAN.

*Cervus elaphus* L.

*Megaceros hibernicus* OWEN (= *Cervus euryceros*)

*Alces palmatus* GRAY (= *C. alces*)

*Rangifer tarandus* H. SM.<sup>2)</sup>

*Canis lupus* L.

*Ursus* sp.

*Felis leo* L.

Die reichste und durch NEHRINGS klassische Untersuchungen ausgezeichnet bekannte Fauna hat von den genannten Fundorten Westeregeln, im Regierungsbezirk Magdeburg, geliefert. In seiner „Übersicht über vierundzwanzig mitteleuropäische Quartär-Faunen“<sup>3)</sup> nennt NEHRING von hier 33 Arten Säugetiere, 11 Arten Vögel, 1 Schlange, 3 Arten Batrachier, 1 Fisch, 10 Arten Conchylien.

<sup>1)</sup> F. WAHNSCHAFTE: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., Stuttgart 1909, S. 292—293.

<sup>2)</sup> In den Sitzungsberichten der Gesellschaft naturforschender Freunde, Berlin 1884, beschreibt DAMES auf S. 49—51 „Renntierreste von Rixdorf“ und spricht für eine besonders starke Stange, die der Paläontologischen Sammlung der Universität als Geschenk überwiesen wurde, die Vermutung aus, daß sie *Rangifer groenlandicus*, einer von CATON beschriebenen Renntierart, angehört habe. Erklärlicherweise haben sich seitdem auch die Anschauungen über die Unterscheidung und Verbreitung der Renntierrassen geändert, so daß das Vorkommen von *R. groenlandicus* sich für Rixdorf nicht mehr aufrecht erhalten läßt. Die Renntierreste, die das Berliner Geologisch-Paläontologische Institut und Museum der Universität aus Rixdorf besitzt, tragen sämtlich die Bezeichnung „*Rangifer tarandus*“ und unterscheiden sich nicht von anderen diluvialen Funden dieser Art. Ich habe daher in der obigen Liste *R. groenlandicus* durch *R. tarandus* ersetzt und behalte mir eine eingehendere Begründung vor.

<sup>3)</sup> Diese Zeitschr. 32, Berlin 1880, S. 473—475.



Von den Säugetieren kommen für uns besonders in Betracht:

- Elephas primigenius* BLMB. (II.)
- Rhinoceros antiquitatis* BLMB. (II.)
- Rhinoceros Merckii* JÄGER. (II.)
- Equus caballus fossilis* CUV. (II.)
- Bos* sp. (II.)
- Ovis* oder *Antilope* sp. [nach NEHRING ist es möglicherweise die Saigaantilope<sup>1)</sup>]. (II.)
- Rangifer tarandus* H. SM. (IV.)
- Canis lupus* L. (II.)
- Canis (Leucocyon) lagopus* L. (IV.)
- Ursus* sp. (II.)
- Felis spelaea* GOLDF. (= *Felis leo* L. var.) (III.)
- Hyaena spelaea* GOLDF. (= *Hyaena crocuta* ERXL. var.) (III.)

Des weiteren werden aufgezählt:

- Meles taxus* L. (I.)
- Foetorius (Putorius) putorius* L. (I.)
- Plecotus auritus* L. (I.)
- Vespertilio* in 4 Arten (I.)
- Sorex* sp. (I.)
- Arctomys bobac* PALL. (I.)
- Spermophilus altaicus* NEHRING (I.)
- Spermophilus guttatus* TAM. (I.)
- Alactaga jaculus* BRDT. (I.)
- Arvicola amphibius* L. (I.)
- Arvicola (Paludicola) ratticeps* BLAS. (I.)
- Arvicola (Microtus) gregalis* PALL. (I.)
- Arvicola (Microtus) arvalis* PALL. (I.)
- Arvicola (alliaris?)* (I.)
- Myodes (Lemmus) obensis* BRANTS. (IV.)
- Myodes (Dicrostonyx) torquatus* PALL. (IV.)
- Lagomys pusillus* DESM. (I.)
- Lepus* sp. (*variabilis?*) (I.)

Bei Chrijastschewka am Tscheremschan, einem linken Nebenfluß der Wolga, kommen folgende von TSCHERSKI<sup>2)</sup> bestimmte Arten fossil vor:

<sup>1)</sup> A. NEHRING: Die quaternären Faunen von Thiede und Westeregeln. S.-A. aus dem Archiv für Anthropologie X, S. 359—398; XI, S. 1—24, Braunschweig 1878, vergl. S. 35—36, 48, 57.

<sup>2)</sup> a. a. O., S. 443.

*Elephas primigenius* BLMB.  
*Rhinoceros antiquitatis* BLMB.  
*Rhinoceros Merckii* JÄGER.  
*Equus caballus* L.  
*Bison priscus* BOJAN.  
*Megaceros hibernicus* OWEN.  
*Alces palmatus* GRAY.  
*Felis* cf. *tigris* L.

Besonders in die Augen fallend ist die Übereinstimmung der westpreußischen Funde mit der Rixdorfer Fauna. Von den bei Gruppe und Menthen selbst noch nicht nachgewiesenen Arten der Rixdorfer Fauna fand sich ein Löwe, *Felis spelaea* GOLDF. nach NEHRINGS Bestimmung, nur wenige Kilometer nordöstlich von Menthen in einer Kiesgrube bei Gr.-Waplitz zusammen mit *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bos* sp. und *Bison priscus*. Ein zweiter Fund von *Felis spelaea* wurde nördlich von Gruppe in der Kiesgrube von Kl.-Baldrum bei Marienwerder gemacht.

*Ovibos moschatus* fand sich in einer Kiesgrube im Abbau Schöнау bei Schwetz<sup>1)</sup> in der Nachbarschaft von *Bison priscus* und *Elephas primigenius* und bei Schönwarling<sup>2)</sup> zusammen mit *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*, *Rangifer tarandus*, *Cervus capreolus* u. a.

Die Rixdorfer Fauna befindet sich nach den Darlegungen von WAHNSCHAFTE auf primärer Lagerstätte und ist interglazial<sup>3)</sup>. Das Kieslager von Gruppe ist von A. JENTZSCH<sup>4)</sup> ausführlich beschrieben worden. Der Kies wird in ausgedehnten Gruben abgebaut, die bei einer Tiefe von 2—6 m etwa folgendes Profil erkennen lassen:

„1,2 m ungeschichteter grandartiger Geschiebesand über  
3,0 m diagonal geschichtetem Grand über  
0,8 m Sand.“<sup>5)</sup>

<sup>1)</sup> Der hintere Teil eines Schädels mit den Hornzapfen, abgebildet im XX. Verwaltungsbericht des Westpreuß. Provinzial-Museums, Danzig 1900, S. 12, und in der Festschrift zum 25jährigen Bestehen des Museums, Danzig 1905, auf Taf. 4.

<sup>2)</sup> 5 Wirbel in Privatbesitz. Vgl. STAUDINGER: *Praeovibos priscus* nov. gen. et nov. sp. aus dem Pleistocän Thüringens. Zentralbl. Min. 1908, Nr. 16, S. 501.

<sup>3)</sup> F. WAHNSCHAFTE: Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin. Diese Zeitschr. 58, Berlin 1906, Briefl. Mitteilung S. 152—167.

<sup>4)</sup> A. JENTZSCH: Erläuterungen zur Geol. Karte v. Preußen u. benachb. Bundesstaaten. 97. Lief.: Blatt Graudenz. Berlin 1901.

<sup>5)</sup> a. a. O., S. 54.

Außer den Resten der genannten großen Säugetiere finden sich in dem Grand die Reste von Meeresmuscheln der sog. diluvialen Nordseefauna, hauptsächlich *Cardium edule* L. und *Cyprina islandica* L.; außerdem fand JENTZSCH ein *Cardium echinatum*.

Auch ist dieser „Obere Grand“ an Kreidegeschieben reich — namentlich *Gryphaea vesicularis* habe ich in zahlreichen, stark abgerollten Exemplaren dort gesammelt. Er gehört nach JENTZSCH „dem Jungglazial an und erweist sich als ein Auswaschungsrückstand des gesamten Jungglazials und der oberen Interglazialschichten. Eben deshalb ist auch seine Fauna aus verschiedenen Elementen gemischt.“<sup>1)</sup>

Die reichen Säugetierfunde von Menthen waren bei der Abfassung der Erläuterungen zur geologischen Karte<sup>2)</sup> noch nicht bekannt. Über das Kieslager an der Sorge „in der Nordostecke des Blattes, welches viele Hektar umfaßt und mindestens 4 m mächtig ist“, berichtet A. JENTZSCH, daß der Grand reich an Geschieben senoner Kreide sei<sup>3)</sup> und *Nassa reticulata* L. sp., *Cardium edule* L., *Yoldia arctica* GRAY, *Cyprina Islandica* L., *Dreissensia polymorpha* und *Valvata piscinalis* MÜLLER enthielt<sup>4)</sup>. Außerdem besitzt das Westpreußische Provinzial-Museum aus Menthen noch Exemplare von *Tapes virginea* LACK. und *Macra subtruncata* MONTG. „Schon die Mischung so verschiedenartiger Tiere, welche nicht nebeneinander zu leben vermögen, beweist die Geschiebenatur dieser ganzen Fauna und damit ihr jungglaziales Alter<sup>4)</sup>.“

Für die Fauna von Westeregeln hat A. NEHRING<sup>5)</sup> aus der gleichartigen guten Beschaffenheit der Knochen und aus der Erhaltung einzelner fast vollständiger Skelette bzw. zusammengehöriger Skeletteile in nächster Nachbarschaft den überzeugenden Beweis geliefert, daß es sich um eine gleichalterige und zusammengehörige Fauna auf primärer Lagerstätte handelt. Allerdings unterscheidet er „ständige Bewohner der nächsten Umgebung“ (I der oben aufgeführten Liste), „Bewohner der weiteren Umgegend“ (II der Liste), „Sommergäste aus dem Süden“ (III der Liste) und „Wintergäste aus dem Norden“ (IV der Liste). Das Alter der Fauna bezeichnete NEHRING ursprünglich als postglazial; später änderte er diese

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 54.

<sup>2)</sup> 65. Lief.: Blatt Groß-Rohdau. Berlin 1895.

<sup>3)</sup> a. a. O., S. 9.

<sup>4)</sup> a. a. O., S. 15.

<sup>5)</sup> a. a. O. (Die quaternären Faunen usw., Braunschweig 1878), S. 48—54.

Anschauung insoweit, als er die Möglichkeit zugibt, daß der Löß von Thiede und Westeregeln nach der Haupt- und vor der letzten norddeutschen Eiszeit abgelagert, also interglazial sei<sup>1)</sup>.

Über das Alter der Fundschicht bei Chrjastschewka konnte ich weder bei BRANDT noch bei TSCHERSKI eine nähere Angabe ermitteln. Jedoch sagt TSCHERSKI ausdrücklich<sup>2)</sup>: „Ich muß meinerseits bemerken, daß alle diese Knochen gleich dunkel, schmutzibraun gefärbt sind (wie auch die Reste von *Rh. Merckii*) und in dieser Beziehung der Möglichkeit ihrer Herkunft aus ein und derselben Schicht nicht widersprechen.“

Den fünf aufgeführten Faunenlisten gemeinsam sind *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Rh. Merckii* und *Equus caballus*. An vier Fundorten vertreten sind: *Bison priscus*, *Megaceros hibernicus* und *Alces palmatus* (bzw. *Alces* sp.); diese drei Arten fehlen nur in der Liste von Westeregeln.

Die beiden erstgenannten konnten sowohl ein arktisches Klima vertragen — dafür spricht die dichte, zottige Behaarung — als auch, wie H. SCHROEDER nachgewiesen hat, ein gemäßigtes; ist doch bei Grosche ein fast vollständiges Skelett vom Mammut in einem Torflager gefunden worden, das nach J. STOLLER Pflanzen enthielt, die nur in einem gemäßigten Klima gedeihen<sup>3)</sup>. Die heute lebenden Elefantenarten sind ebenso vertraut mit dem Wald als mit der Steppe.

Von den beiden nebeneinander vorkommenden afrikanischen Nashörnern liebt *Rhinoceros (Atelodus) sinus* BURCH., ein Verwandter des diluvialen *Rh. Merckii*, die grasreiche Steppe, während *Atelodus bicornis* L. im Busche lebt und Laub und Zweige frißt. *Rhinoceros antiquitatis* nährte sich nach den in seinem Maule aufgefundenen Futterresten<sup>4)</sup> von Gräsern, in geringeren Mengen von einer Ericacee (wahrscheinlich *Vaccinium Vitis Idaea*), von dünnen, jungen Coniferenästen (*Picea* cf. *obovata*, *Abies* cf. *sibirica*, *Larix* cf. *sibirica*), von *Ephedra*-

<sup>1)</sup> A. NEHRING: Über den Charakter der Quartärfauna von Thiede bei Braunschweig. N. Jahrb. Min., Jahrg. 1889, I. Bd., Stuttgart 1889, S. 97.

<sup>2)</sup> a. a. O., S. 443.

<sup>3)</sup> H. SCHROEDER und J. STOLLER: Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge bei Kottbus. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1905, Bd. XXVI, S. 418—435.

<sup>4)</sup> Vgl. SCHMALHAUSEN: Vorläufiger Bericht über die Resultate mikroskopischer Untersuchungen der Futterreste eines sibirischen *Rhinoceros antiquitatis* seu *tichorhinus*. Mélanges biologiques tirés du Bull. de l'Ac. Imp. des Sciences de St.-Petersbourg, Bd. IX, 9./21. Mars 1876.

Zweigen, von Zweigen einer strauchartigen Birke (vielleicht *Betula fruticosa*) und von einer häufiger in dem Untersuchungsmaterial vertretenen Weide.

Das Pferd gilt ja nach seinem ganzen Bau als ein charakteristischer Steppenbewohner.

Der Wisent (*Bison europaeus* Ow.) ist ein ausgesprochener Waldbewohner, während sein amerikanischer Vetter (*Bison americanus* Gw.) in den Prärien umherschweifte.

Der Elch ist im Gegensatz zum Pferd der Bewohner des moorigen oder sumpfreichen Waldes; er nährt sich von Laub- und Nadelholz, mit Vorliebe von der Weide, auch Schachtelhalm und andere Sumpfgewächse sagen ihm zu<sup>1)</sup>.

Was die Lebensweise des Riesenhirsches anbetrifft, so werden wir der Ansicht von NEHRING<sup>2)</sup> gern zustimmen, daß er bei einem so breiten mächtigen Geweih „kein Bewohner des dichten Urwaldes gewesen sein kann“. Im übrigen möchte ich aus seinem häufigen Zusammenvorkommen mit dem Mammut schließen, daß ihm ähnliche Lebensbedingungen zusagten.

Wir haben also unter den sieben gemeinsam vorkommenden Arten je ein charakteristisches Steppen- und Waldtier, Pferd und Elch.

Vergleichen wir die anderen Bestandteile der einzelnen Faunen, so finden wir in der Liste von Gruppe die Saigaantilope, die unter den heute lebenden großen Säugetieren Asiens als Charaktertier der Steppe gilt. Ein zweiter vorzüglich erhaltener Schädelrest der Saiga wurde 1899 gleichfalls in Westpreußen, in Osnowo bei Kulm, neben einem „durch seine Größe und schöne Erhaltung gleich ausgezeichneten Mammut-Backzahn“ aufgefunden<sup>3)</sup>.

Während das Vorkommen der Saiga bei Westeregeln nicht sicher nachweisbar ist, kommen dort zahlreiche andere Säugetiere fossil vor, die heute den russisch-sibirischen Steppen angehören; ich möchte als besonders charakteristisch nennen: *Arctomys* (Bobak), *Spermophilus* (Ziesel), *Alactaga* (Pferdespringer), *Lagomys* (Pfeifhase) u. a. m.

Bei Rixdorf dagegen kam *Rhinoceros Merckii* mit dem heute nur in arktischem Klima lebenden, auch — wie schon

---

<sup>1)</sup> Vgl. darüber HECK u. a.: Das Tierreich, Neudamm 1897, Bd. II, S. 875.

<sup>2)</sup> A. NEHRING: Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit, Berlin 1890, S. 205.

<sup>3)</sup> XX. Verwaltungsbericht des Westpreuß. Prov.-Museums, Danzig 1900, S. 13 u. 14 mit Abb., u. XVII. Verwaltungsbericht, Danzig 1897, S. 19, Fig. 1.

oben erwähnt — im Diluvium Westpreußens nachgewiesenen Moschusochsen vor.

Bei Menthen, Rixdorf und Westeregeln haben wir das gleichfalls der arktischen Subregion angehörende Renntier<sup>1)</sup> als Begleiter von *Rhinoceros Merckii*, bei Westeregeln außerdem noch den Eisfuch (*Leucocyon lagopus*), den Wanderlemming (*Lemmus obensis*) und den Halsbandlemming (*Dicrostonyx torquatus*).

Der heute auf Afrika beschränkte Löwe, der ebenfalls dem westpreußischen Diluvium angehört, fand sich neben *Rhinoceros Merckii* in Rixdorf und Westeregeln, eine *Felis*-Art, wahrscheinlich *Felis tigris*, im europäischen Rußland bei Chrjastschewka.

Der Edelhirsch, heute ein Waldbewohner, fand sich bei Gruppe und Rixdorf, ein noch unbestimmter Hirsch bei Menthen.

Wir haben also anscheinend in den fünf angeführten Faunen Vertreter der arktischen, der gemäßigten und der tropischen Zone.

Auch sind Bewohner der Tundra, der Steppe und des Waldes miteinander vermischt.

Diese Tatsachen werden gern für die Anschauung geltend gemacht, daß es sich in den genannten und zahlreichen anderen Fällen um Mischfaunen auf sekundärer Lagerstätte handelt, da die einzelnen Glieder derselben unter ganz verschiedenen klimatischen und örtlichen Bedingungen gelebt hätten.

Wenn wir die Berichte von MIDDENDORF, SCHRENCK, FINSCH, PALLAS u. a. über die Zusammensetzung der Tundren und subarktischen Steppen lesen, die NEHRING übersichtlich zusammengestellt hat<sup>2)</sup>, so finden wir wiederholt Angaben über Wälder, die teils die Flüsse begleiten, teils auch unabhängig von diesen inselartig vorkommen. Ebenso sind die Grenzen gegen das umgebende Gebiet keine scharfen. Das gleichzeitige Vorkommen von Wald- und Steppenbewohnern in einer Ablagerung erklärt sich also ohne Schwierigkeit.

Wie ist aber das diluviale Nebeneinandervorkommen von Tieren zu verstehen, die heute unter extremen, sich ausschließenden Klimaten leben. Während der Moschusochse heute auf das arktische Nordamerika und Grönland beschränkt ist und nach Süden den 58° n. Br. nicht überschreitet, lebt

---

<sup>1)</sup> Vgl. A. BRAUER: Die arktische Subregion. Ein Beitrag zur geographischen Verbreitung der Tiere. Zool. Jahrb. III, 1888, S. 188—308, Taf. VII.

<sup>2)</sup> A. NEHRING: Über Tundren u. Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin 1890.



die Saigaantilope in den kontinentalen subarktischen Steppengebieten des europäischen Rußlands und Westsibiriens.

Anders zur Diluvialzeit! Darüber gibt uns eine Arbeit von MATSCHIE wertvolle Aufschlüsse<sup>1)</sup>. Unter den Säugetierlisten, die der Verfasser dort aufstellt, haben zwei für unsere Frage ein besonderes Interesse. Die eine gibt nach TSCHERSKI aus den Niederungen des Lenaflusses Reste an von:

- Ursus arctos*, Bär.
- Bison priscus*, Wisent.
- Ovibos moschatus*, Moschusochse.
- Colus saiga*, Saigaantilope.
- Equus caballus*, Pferd.
- Elephas primigenius*, Mammut.

Die andere ist eine Liste der durch die Expedition von 1885/86 von der Insel Bolschoj Ljachow mitgebrachten Arten. Es sind:

- Uncia tigris*, Tiger.
- Canis lupus*, Wolf.
- Canis familiaris*, Haushund.
- Leucocyon lagopus*, Eisfuchs. .
- Gulo luscus*, Vielfraß.
- Talassarctos maritimus*, Eisbär.
- Ursus arctos*, Brauner Bär.
- Phoca foetida*, Robbe.
- Arvicola spec.*, Feldmaus.
- Arvicola spec.*
- Lemmus obensis*, Lemming.
- Dicrostonyx torquatus*, Halsbandlemming.
- Lepus variabilis*, Schneehase.
- Bison priscus*, Wisent.
- Ovibos moschatus*, Moschusochse.
- Rangifer tarandus*, Renntier.
- Cervus canadensis* var. *maral*. Rothirsch.
- Colus saiga*, Saigaantilope.
- Equus caballus*, Pferd.
- Rhinoceros tichorhinus*, Woll-Nashorn.
- Elephas primigenius*, Mammut.

Die diluvialen Ablagerungen auf der großen Ljachow-Insel (zwischen dem 73° und 74° n. Br.), aus denen die Säugetierknochen herausgewaschen werden, sind lehmige und sandige

---

<sup>1)</sup> P. MATSCHIE: Zoogeographische Betrachtungen über die Säugetiere der nördlichen Alten Welt. Archiv für Naturgeschichte, Jahrg. 1901, Beiheft, S. 307—328. Mit einer Verbreitungskarte (Taf. X).

Schichten, „stellenweise mit eingeschwemmten Pflanzenresten und Torfschichten“<sup>1)</sup>). Nach unten gehen diese Süßwasserbildungen in dünne wechsellagernde Schichten von Eis und Lehm über, die die Unebenheiten der Oberfläche einer 60—72 Fuß mächtigen, durchsichtigen, graugrünen Eismasse erfüllen<sup>2)</sup>). Die Pflanzenreste der oberen Schichten bestehen nach TOLL aus Stämmen, Zweigen und Blättern von *Betula nana* und einer *Salix*-Art. Daneben finden sich „Muscheln der Gattungen *Cyclas* und *Valvata*, welche heute drei bis vier Breitengrade südlicher vorkommen“. Im Liegenden der oberen Schichten befand sich „zwischen zwei Eissäulen“ ein Mammutkadaver, der später ausgewaschen und herausgefallen war. Nach BUNGE, der die fossilen Knochen auf der großen Ljachow-Insel gesammelt hat, wurde dort auch der Kadaver eines Moschusochsen gefunden<sup>3)</sup>).

TSCHERSKI bezeichnet die Fauna der Ljachow-Insel als postglazial, versteht aber unter postglazial alle Ablagerungen, die jünger als die Hauptvereisung Europas sind. Die erstaunliche Tatsache, daß die Saigaantilope, die heute in Europa (zwischen Don und Wolga) und im westlichen Sibirien über den 52° n. Br. nur selten hinauswandert, in der jüngeren Diluvialzeit nördlich vom Polarkreis den 73° n. Br. überschritten hat, wird ergänzt und gestützt durch eine Reihe von Fundorten fossiler Saigareste, die TSCHERSKI auf Grund seiner Untersuchungen aufgestellt hat<sup>4)</sup>). Darnach konnte er das Vorkommen der Saiga im europäischen Rußland und in Sibirien nachweisen:

	n. Br.	ö. L. v. F.
1. für die Wolga in der Nähe von Sarepta . . .	48° 31'	62° 13'
2. für den Ural nördlich von Katharinenburg . .	56° 49'	78° 15'
3. in Westsibirien für den Fluß Salairka, 50 Werst von der Stadt Tjumen . . . . .	57° 10'	83° 12'
4. für die Umgebung von Omsk . . . . .	54° 59'	91° 2'
5. in der Nähe der Salairskischen Gruben . . .	54°	104°
6. in Ostsibirien für das Flößchen Usun-shul im Minussinskischen Kreise . . . . .	53°	108°
7. für die Stadt Krassnojarsk . . . . .	56°	110° 28'
8. für die Nishne-udinsker Höhle im Gouverne- ment Irkutsk . . . . .	54° 25'	116° 35'
9. für den Wilui . . . . .	63° 45'	139° 42'
10. für das Mündungsgebiet des Olenek . . .	ca. 72° 30'	143°
11. für die große Ljachow-Insel . . . . .	73°	160°

<sup>1)</sup> TSCHERSKI: a. a. O., S. 37/38.

<sup>2)</sup> Das sog. Steineis von TOLLS.

<sup>3)</sup> Vgl. die Anmerkung bei TSCHERSKI: a. a. O., S. 38.

<sup>4)</sup> a. a. O., S. 188/189.

Den Daten über die Verbreitung der Saiga, die bekanntlich in Europa bis Westfrankreich und Südengland nachgewiesen ist, möchte ich die Verbreitung des Moschusochsen gegenüberstellen, der von Frankreich und England bis nach Sibirien an 70 Fundorten festgestellt ist und in Frankreich bei Gorge d'Enfer an der Dordogne als südlichste Grenze seiner Verbreitung den  $45^{\circ}$  n. Br., in Deutschland den  $48^{\circ}$  n. Br. erreichte<sup>1)</sup>, während in Westsibirien für ihn bei Tjumen, etwas südlich von dem oben genannten Fund eines Saigaschädels, schon in  $57^{\circ} 10'$  n. Br., in Ostsibirien an der Lena oberhalb Kirensk in  $57^{\circ} 47'$  n. Br. die Südgrenze seiner Verbreitung festgestellt wurde<sup>2)</sup>.

Ich kann hier nicht auf den Erklärungsversuch, den TSCHERSKI für das Zusammenvorkommen von *Ovibos* und Saiga macht, im einzelnen eingehen. Unter der Voraussetzung, daß Sibirien zur Diluvialzeit ein wärmeres Klima besaß, das allmählich rauher wurde, nimmt er an, daß der Moschusochse seither seine Lebensgewohnheiten verändert und sich dem arktischen Klima angepaßt habe.

Für das Zusammenvorkommen von arktischen und subarktischen Steppenformen bei Westeregeln führt NEHRING einen Gedanken von BOYD DAWKINS aus: Die Annahme regelmäßiger, weit ausgedehnter Frühjahrs- und Herbstwanderungen der südlichen und nordischen Säugetierarten. Solche Wanderungen sind für die lebenden größeren Pflanzenfresser der Steppe und die ihnen folgenden Raubtiere nach NEHRING von allen Kennern der Steppe, die das Tierleben beobachtet haben, berichtet worden<sup>3)</sup>. Aber diese Wanderungen halten sich stets in den Grenzen des Wohngebietes. Auch die weiten Wanderungen der Rentiere und die weniger ausgedehnten Streifzüge des Moschusochsen in der Tundra gehören hierher<sup>4)</sup>. Bei BRAUER finde ich auch die wichtige Angabe, daß das nur noch in kleinem Bestande vorkommende „Waldrenntier“, bzw. „Wood-Cariboo“, Asiens und Amerikas im Frühjahr noch an einzelnen Stellen in die angrenzenden Teile der südlichen Steppen wandert, um das frische Grün abzuweiden. Die Hauptmasse dagegen, die nach Norden tiefer in den Wald eingedrungen war, fand jenseits des Waldes die ihm zusagenden Moos- und Flechtenebenen vor und kehrt nur im Herbst in

---

<sup>1)</sup> Vgl. R. KOWARZIK: Der Moschusochse im Diluvium von Europa und Asien. S.-A. aus dem 47. Bd. d. Verhandl. d. naturf. Vereins in Brünn 1909, S. 4—9.

<sup>2)</sup> TSCHERSKI: a. a. O., S. 15 u. 187.

<sup>3)</sup> A. NEHRING: Tundren und Steppen, S. 124.

<sup>4)</sup> Vgl. A. BRAUER: a. a. O., S. 277—283.

den Schutz des Waldes zurück<sup>1)</sup>. Wir haben hier vielleicht das einzige Beispiel für das jahreszeitliche gleichzeitige Vorkommen ein und derselben Art auf der Steppe und in der Tundra.

Nach BRÜCKNER<sup>2)</sup>, der aus hydrographischen Phänomenen, Schneegrenze und Ausdehnung der abflußlosen Seen während der Diluvialzeit, wichtige, streng wissenschaftlich begründete Schlüsse auf das Klima zieht, mußten, „ehe die Steppe das vom Eis freigegebene Gebiet in Besitz nahm, über dasselbe nacheinander eine arktisch-alpine Pflanzendecke und eine Waldvegetation hinwegwandern, und der gleiche Wechsel des Pflanzenkleides mußte sich in umgekehrter Reihenfolge beim allmählichen Nahen der zweiten Vergletscherung vollziehen“.

Damit in Widerspruch steht die von NEHRING u. a. an verschiedenen Fundorten nachgewiesene Aufeinanderfolge von 1. Tundra-, 2. Steppen- und 3. Wald-Fauna, es sei denn, daß wir mit KOBELT annehmen wollen, daß „der Wald dem zurückweichenden Eisrande nicht rasch genug folgen konnte“<sup>3)</sup>.

Andererseits hat auch NEHRING in unzweifelhaft primären Ablagerungen (z. B. Westeregeln, s. o.) nebeneinander Vertreter eines arktischen und eines kontinentalen Steppenklimas aufgefunden (Lemming und Pferdespringer), die den zwingenden Beweis liefern, daß diese Tiere gleichzeitig und in nicht zu großen Entfernungen voneinander lebten. Diese Funde zwangen ihn selbst zu dem Schlusse<sup>4)</sup>, daß „die Lemminge, welche einst in unseren Gegenden lebten, nicht plötzlich aus denselben verschwunden sind, sondern ganz allmählich bei fortschreitender Änderung des Klimas und der Vegetation ihre früheren Wohngebiete verlassen und dieselben noch längere Zeit hindurch bei gelegentlichen Wanderzügen besucht haben“.

W. R. ECKARDT<sup>5)</sup> glaubt annehmen zu dürfen, daß Mitteleuropa „auch zur Zeit der maximalen Vergletscherung zu einem großen Teile ein Steppenklima mit heißen Sommern und relativ geringen Niederschlägen besonders zu dieser Jahreszeit besessen habe, insofern als damals aus der großen nördlichen Antizyklone heraus fast beständig östliche Winde

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 278.

<sup>2)</sup> E. BRÜCKNER: Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Geogr. Abhandl. herausgeg. von A. PENCK, Wien u. Olmütz 1890, S. 313.

<sup>3)</sup> W. KOBELT: Die Verbreitung der Tierwelt, Leipzig 1902, S. 139.

<sup>4)</sup> A. NEHRING: Tundren und Steppen, S. 151.

<sup>5)</sup> Paläoklimatologie, Sammlung GÖSCHEN, Nr. 482, Leipzig 1910, S. 67.

wehten, die ihre Herrschaft auch über dem eisfreien Vorland ausübten“. Auf die Bedeutung, die JENTZSCH diesen trockenen (und kalten) östlichen Winden für das Auftreten des mittteleuropäischen Lösses, SOLGER für die Entstehung der bogenförmigen Binnendünen gegeben haben, sei hier nur hingewiesen. Die schon von NEUMAYR<sup>1)</sup> ausgesprochene Ansicht von der Gleichzeitigkeit der zweiten Vereisung und der Ablagerungen mit Resten nordischer Tiere mit den in etwas größerer Entfernung gebildeten Lößablagerungen mit Steppenfauna weist BRÜCKNER damit zurück, daß, abgesehen von allen stratigraphischen Bedenken, vor allem kühle Sommer, wie sie in der Nähe der Eismassen geherrscht haben müssen, mit dem Auftreten von Steppen unvereinbar seien<sup>2)</sup>.

Daß es sich bei den Säugetierfunden von Gruppe und Menthen um primäre, nicht Misch-Faunen handelt, dafür spricht die oft ausgezeichnete Erhaltung und die Menge der aufgefundenen Knochen<sup>3)</sup>. Wohl zeigen sämtliche Stücke, die ich zu Gesicht bekam, Spuren der Abrollung, doch sind an einigen alle Einzelheiten der Struktur und Ausbildung in einer Vollständigkeit erhalten, die nicht gerade für einen längeren Transport durch Eis oder Wasser spricht. So ist z. B. an dem *Merckii*-Zahn von Gruppe selbst die zerbrechliche, ziemlich dünnwandige Wurzel mit ihren vier Enden unversehrt erhalten; an dem Menthener *Merckii*-Zahn fehlt nur das vordere äußere Wurzelende, und die frische, eckige Bruchfläche beweist, daß es erst nach Auffindung des Zahnes abgebrochen ist. Ich kann mir nur schwer vorstellen, daß so gut erhaltene Stücke einen weiten Transport oder eine bedeutendere Umlagerung der Schichten unversehrt mitgemacht haben sollten.

Die gleichfalls in den Kiesen vorhandenen Mollusken, die größtenteils der sog. diluvialen Nordseefauna angehören, aber auch arktische marine und altinterglaziale Süßwasserformen enthalten, sind teils als Geschiebe, teils auf primärer Lagerstätte zwischen Danzig und Thorn so verbreitet, daß ihre Aufnahme aus dem Untergrund oder den anstehenden Schichten unschwer zu verstehen ist.

Aber auch wenn man annimmt, daß *Rhinoceros Merckii* als Geschiebe von Norden oder als Geröll von Süden her an seine heutigen Fundorte gelangt sei, es bleibt immer ein

---

<sup>1)</sup> M. NEUMAYR: Erdgeschichte, II. Bd., Leipzig 1887, S. 600 u. 617.

<sup>2)</sup> a. a. O., S. 311.

<sup>3)</sup> Vgl. darüber die auf S. 17 und 18 zitierte Angabe aus dem Verwaltungsbericht des Westpreußischen Provinzial-Museums.

Bestandteil der norddeutschen Diluvialfauna. Von einem seiner südlichen Begleiter, *Elephas antiquus* oder *E. trogontherii* habe ich unter den *Elephas*-Zähnen des Westpreußischen Provinzial-Museums, die ich daraufhin durchsehen konnte, nichts entdecken können. Doch war die Durchsicht, als ich im März 1910 Danzig verließ, noch nicht beendet. Da beide Arten in der Provinz Posen, *Elephas trogontherii* POHLIG bei Rixdorf vereinzelt vorkommen, so erscheint es mir nicht ausgeschlossen, daß sie auch für Westpreußen noch nachgewiesen werden. Andererseits haben die Zweifel, die POHLIG schon 1887 an der Bestimmung des 1877 am Bytantai im nordöstlichen Sibirien aufgefundenen Nashornkadavers als *Rhinoceros Merckii* aussprach<sup>1)</sup>, sich als berechtigt herausgestellt; TSCHERSKI hat durch eine Untersuchung der Symphyse des Unterkiefers und der Oberkieferbackenzähne nachgewiesen, daß nicht *Rhinoceros Merckii*, wie SCHRENCK annahm, sondern ein junges Individuum von *Rh. antiquitatis* vorliege<sup>2)</sup>, und damit werden die Folgerungen, die SCHRENCK<sup>3)</sup> aus dem Haarkleid als Anpassung an die Kälte für *Rh. Merckii* zog, hinfällig. Soweit sich die bisherigen Feststellungen übersehen lassen, ist *Rhinoceros Merckii* im Süden und Südwesten von Europa häufiger und weiter verbreitet als *Rh. antiquitatis*. Es ist daher im Norden und Osten vielleicht als ein Bestandteil der präglazialen Fauna anzusehen, der sich widerstandsfähiger gezeigt hat als andere Arten und unter den veränderten Lebensbedingungen sich noch längere Zeit dort zu erhalten vermochte. Denn wenn auch für mehrere der nordöstlichen Fundorte von *Rh. Merckii* ein exakter Beweis für das primäre Vorkommen nicht zu erbringen ist, so berechtigt doch sein wiederholtes Vorkommen mit *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis* und den anderen oben aufgezählten diluvialen Arten zu der Annahme, daß es als Glied dieser Fauna zu gleicher Zeit und unter gleichen Bedingungen gelebt hat. Wenn sein Zusammenkommen mit Tieren, die heute ein sehr kaltes Klima verlangen, wie z. B. der Moschusochse oder der Eisfuchs, schwer vereinbar erscheint mit einem Klima, wie es nach BRÜCKNER u. a. während des Höhepunktes der Interglazialzeit geherrscht hat, so geben die Feststellungen von SOENDEROP und MENZEL

<sup>1)</sup> H. POHLIG: Über *Elephas trogontherii* und *Rhinoceros Merckii* von Rixdorf bei Berlin. Diese Zeitschr. **39**, Berlin 1887.

<sup>2)</sup> TSCHERSKI: a. a. O., S. 12, Anm. 2, u. S. 444, Anm. 1.

<sup>3)</sup> L. v. SCHRENCK: Der erste Fund einer Leiche von *Rhinoceros Merckii* JÄG. Mém. de l'Ac. des Sc. de St.-Petersbourg, VII. Serie, Bd. XXVII, Nr. 7, Petersburg 1880.



über die Lagebeziehungen des Rixdorfer Horizontes an der Grenze zwischen „echtem Interglazial“ und der Zeit der 3. Vereisung wichtige Fingerzeige für eine Erklärung<sup>1)</sup>.

Aber auch das Zusammenvorkommen von *Rinoceros Merckii* mit den Steppentieren NEHRINGS erscheint uns begreiflich, sobald wir die Lebensbedingungen jener genauer betrachten, über die uns KOBELT<sup>2)</sup> vorzüglich unterrichtet. Die asiatischen Steppen, in denen das Wildpferd (*Equus Prschewalskii* PALL.) die Saigaantilope (*Colus saiga*), der Turantiger (*Felis tigris virgata* ILL.), der nordöstliche mandschurische Tiger (*Felis tigris longipilis* FITZ.)<sup>3)</sup>, der dem Eisfuchs nahestehende Steppenfuchs (*Vulpes corsac* L.), der Boback (*Arctomys bobac* PALL.), der Ziesel (*Spermophilus fulvus* LICHT.), die Springmaus (*Alactaga jaculus* PALL.), der Pfeifhase (*Lagomys pusillus* PALL., *ogotona* PALL. und *alpinus* PALL.)<sup>4)</sup> und viele andere Arten leben, sind durch ihren sibirischen Winter mit furchtbarer Kälte und Schneestürmen ebenso berüchtigt als durch die sommerliche Dürre und Hitze. Die genannten Arten aber bevorzugen stets die vegetationsreicheren Teile der Steppe, einige sogar die gebirgigen, und meiden die wüsten Gegenden. Der Tiger bewohnt die Dickichte an den Flußläufen und die spärlichen Waldgebiete an feuchteren Stellen. Der durch seine lange Behaarung vorzüglich gegen die Kälte geschützte Mandschurentiger „nährt sich der Hauptsache nach von Wildschweinen, jagt aber im Winter auch Ren und Elen und hält in schlechten Zeiten selbst die Pfeifhasen und Mäuse nicht für zu schlecht, um seinen Hunger zu stillen“<sup>5)</sup>. Bei der Mehrzahl der Steppennager ist nicht das Wärmebedürfnis, sondern die Trockenheit des Bodens, bei einigen auch die Waldflucht charakteristisch. Unter der Annahme der Herrschaft östlicher, also für Mitteleuropa kontinentaler Winde würden die klimatischen Bedingungen an der Grenze einer nahenden Eiszeit den diluvialen europäischen Vertretern dieser sog. Steppenfauna wohl sicher zugesagt haben und boten doch gleichzeitig, namentlich in der Nähe des Eises, auch den arktischen Tieren die Existenzmöglichkeit. Wie das

---

<sup>1)</sup> F. SOENDEROP und H. MENZEL: Bericht über die Exkursion nach Phoebe am 24. März 1910. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. Nr. 11, S. 630/631.

<sup>2)</sup> KOBELT: a. a. O., S. 167–196.

<sup>3)</sup> Der nach KOBELT im Sommer bis zur mittleren Lena streift und schon bei Irkutsk erlegt wurde! (a. a. O., S. 180.)

<sup>4)</sup> Der letztere bevorzugt das Waldgebiet. „Im hohen Norden steigen Pfeifhasen bis in die Tundra herab.“ (KOBELT: a. a. O., S. 182.)

<sup>5)</sup> KOBELT: a. a. O., S. 179–180.

Vorkommen des Moschusochsen an der Dordogne zeigt, entfernte sich dieses ein arktisches Klima gewohnte Tier zeitweilig recht weit aus dem vergletscherten Gebiet.

Aus archäologischen Gesichtspunkten, aber auch unter Berücksichtigung des arkto-alpinen Charakters der Lößfauna kommen PENCK und BRÜCKNER zu der Auffassung, daß die alpine Lößbildung noch während des Herannahens der Würm-Vergletscherung fortgedauert habe<sup>1)</sup>. Aus dem wiederholt beobachteten Zusammenvorkommen von kleinen Steppentieren mit Tundratieren schließt PENCK, das wir „keinen Grund haben, am einstigen Zusammenleben beider Faunen zu zweifeln<sup>2)</sup>“.

Die Stellung eines Teils des Löß an das Ende der Riß-Würm-Interglazialzeit in den Alpen entspricht völlig der von MENZEL und SOENDEROP nachgewiesenen stratigraphischen Stellung des Rixdorfer Horizontes im norddeutschen Flachlande. Die mit arktischen Elementen (Renntier, Eisfuchs, Halsbandlemming u. a.) durchsetzte Sandlößfauna von Westeregeln entspricht ebenso der arkto-alpinen Fauna PENCKS wie den das Renntier und den Moschusochsen bzw. die Saigaantilope führenden Faunen von Rixdorf und Westpreußen. Den vier norddeutschen Faunen gemeinsam aber ist das, wenn auch stets vereinzelte, Vorkommen von *Rinoceros Merckii*, dessen Nachweis an den drei neuen westpreußischen Fundorten sein bisher bekanntes Verbreitungsgebiet nach Norden und Osten erweitert, den vereinzelt Rixdorfer Fund aus seiner Zufälligkeit heraushebt und eine Brücke schlägt zu den nördlichen Funden in Rußland und Sibirien. —

Für die gütige Unterstützung, die meinen Untersuchungen zu teil wurde, bin ich zu großem Dank verpflichtet: durch die Überlassung von Vergleichsmaterial aus der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Universität Berlin den Herren Geheimrat Prof. Dr. BRANCA und Privatdozent Dr. STREMMER, aus der Sammlung der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin den Herren Geheimrat Prof. Dr. H. SCHROEDER und Kustos Prof. Dr. J. BÖHM, aus der Sammlung des Westpreussischen Provinzial-Museums zu Danzig den Herren Geheimrat Prof. Dr. CONWENTZ und Direktor Prof. Dr. KUMM, durch mir zur Verfügung gestellte Werke aus ihrer Museums- und Privatbibliothek den Herren am

---

<sup>1)</sup> PENCK und BRÜCKNER: die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 19. 9, II. Bd., S. 712 ff.; III. Bd., S. 1159 ff.

<sup>2)</sup> a. a. O., S. 706.

Berliner Zoologischen Museum Direktor Prof. Dr. BRAUER und Kustos Prof. Dr. MATSCHIE. Dem letzteren bin ich auch für wichtige Literaturnachweise, namentlich über die Verbreitung des Moschusochsen, und für wertvolle Anregungen zur Frage der geographischen Verbreitung der Säugetiere zu besonderem Danke verpflichtet.

Über die Klappersteine spricht Herr RAUFF, zur Diskussion über den Vortrag die Herren WAHNSCHAFTE, GAGEL, SOENDEROP und der Vortragende.

Herr GAGEL bemerkte, daß die beschriebene Säugetierfauna kein einziges wirklich interglaziales, sondern fast nur nachweislich glaziale Tiere enthalte.

Der Moschusochs ist das Tier, das heute von allen großen und kleinen Landsäugetieren am meisten nach Norden geht. Das Renttier bleibt nicht viel hinter ihm zurück; daß die ebenfalls mit dickem Pelz ausgestatteten Mammute und wollhaarigen Nashörner unter arktischen Bedingungen gelebt haben, bedarf nach den sibirischen Funden und ihrem Mageninhalt keines weiteren Beweises. Daß die marinen Conchylien verschleppt sind und nicht aus dem **letzten** Interglazial (soweit ich sehen kann, ist noch an keiner Stelle ein Beweis dafür erbracht [zweiklappige Muscheln auf primärer Lagerstätte!], daß das letzte Interglazial in Ost- und Westpreußen ein marines gewesen ist), sondern aus einem früheren Interglazial (Eemzone) sowie aus glazialen Schichten (Yoldiatonen) stammen, bedarf nach vielfältigen früheren Nachweisen (zuletzt MADSEN und NORDMANN: „Eemzonerne“) keines nochmaligen Beweises.

Ich kann die Säugetierfauna, soweit ihre Reste nicht etwa ebenfalls glazial verschleppt bzw. fluvioglazial umgelagert sind (die so gut erhaltenen Zähne können mitsamt den Kiefern weit verrollt sein; in dem durchlässigen Kies vergeht die Knochen-substanz der Kiefer viel schneller als die harte Zahnschubstanz), nur für eine glaziale ansehen, die unmittelbar am Eisrande gelebt hat, bei kurzen Oszillationen des Eisrandes unter die jüngsten Moränen gekommen ist und gar nichts für Interglazial beweist. Daß in unseren Breiten bei den langen Sommern auch die Saiga gelegentlich in die Moostundra und bis dicht an den Eisrand vorgedrungen ist, scheint mir gar nicht so unwahrscheinlich — wenn die Stücke wirklich nicht verrollt sein sollten!

Im Interesse der endgültigen Klarstellung der Stratigraphie unseres Diluviums und einer einwandfreien Gliederung des-

selben muß gegen die Anwendung des Wortes „Interglazial“ oder „kaltes Interglazial“ auf derartige Dinge durchaus Einspruch erhoben werden. Die erwähnten Funde liegen m. E. überdies viel zu hoch im jungen Diluvium, als daß sie einem wirklichen Interglazial angehören könnten!

Herr **SOENDEROP** bemerkte dazu:

Die Ausführungen des Herrn **HERMANN** haben mich noch nicht überzeugt, daß die Faunen der Kieslagerstätten von Gruppe und Menthen auf primärer Lagerstätte sich befinden und interglazial sind. Dazu ist einmal der Charakter der Fauna zu verschiedenartig, die aus Wald- und Steppentieren, Arten des gemäßigten und kalten Klimas sowie aus Bewohnern des Landes und Meeres gemengt ist. Wenn nun auch an dem Fundort ganz bedeutende Mengen von Knochen gesammelt wurden, so ist doch nie ein zusammenhängendes Skelett aufgedeckt worden.

Herrn **H. MENZEL** und mir ist es zwar gelungen, für einige dem Rixdorfer Horizont zugerechnete Fundstellen die Stellung zwischen dem echten Interglazial und dem obersten Geschiebemergel festzulegen; beim weiteren Studium der anderen Fundorte der Rixdorfer Stufe hat sich aber gezeigt, daß diese Einordnung in das „kalte Interglazial“ der jüngeren Interglazialzeit nicht überall durchzuführen ist.

Wir müssen vielmehr auch hier daran festhalten, daß diese Lagerstätten zum Teil nicht primär und nicht interglazial sind, wiewohl sich in ihnen Knochenreste zusammen mit ganz feinschaligen Conchylien in bester Erhaltung und großer Reichhaltigkeit finden.

Zu solchen Lagerstätten scheinen mir auch die westpreußischen Fundorte von Gruppe und Menthen zu gehören.

Hierüber werden in nächster Zeit nähere Mitteilungen von Herrn **MENZEL** und mir hier gemacht werden.

Herr **HERMANN** erwidert, daß die von Herrn **GAGEL** beanstandeten Angaben über marines Interglazial in Westpreußen den bekannten Arbeiten von **JENTZSCH** entnommen sind, und verweist auf die kurze Zusammenfassung, die **WAHNSCHAFTE** hierüber 1909 auf S. 321 der 3. Auflage seiner „Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ gibt. Außerdem ist aber diese Frage für die Ausführungen des Vortragenden über die westpreußische Säugetierfauna gegenstandslos. Diese stimmt mit der von **WAHNSCHAFTE** als interglazial nachgewiesenen Rixdorfer Fauna selbst bis auf Einzelheiten wie die verschiedene Häufigkeit der Arten überraschend überein.

Im Interesse einer einwandfreien Gliederung erscheint es aber unzulässig, ein und dieselbe Fauna einmal als glazial, ein andermal als interglazial zu bezeichnen. Die hochinteressanten Feststellungen von MENZEL und SOENDEROP, auf die ich im Vortrage schon verwies, und die die genannten Autoren zur Prägung eines neuen Begriffes „kaltes Interglazial“ veranlaßten, scheinen mir den Zwiespalt zu lösen, der bisher darin bestand, daß eine überwiegend arktische Fauna bei Rixdorf bzw. bei Menthen und Gruppe zur Interglazialzeit lebte.

Herr E. ZIMMERMANN-Berlin legte ein Konglomerat mit *Sphaerocodium* und *Spirifer Verneuili* aus dem Kalkgraben bei Liebichau unweit Freiburg i. Schl. vor und knüpfte daran Bemerkungen über das Devon in Niederschlesien überhaupt und das von Ober-Kunzendorf im besonderen.

Das kalkknollenführende Konglomerat aus dem Kalkgraben ist schon seit alten Zeiten bekannt, DAMES hatte aber diese Kalkknollen mit devonischen Versteinerungen für Gerölle angesehen und das Konglomerat selbst daraufhin in den Culm verwiesen. Diese Ansicht hatte auch DATHE in seiner „Geologischen Beschreibung der Umgebung von Bad Salzbrunn“ angenommen, und sie ist von da auch in die im Erscheinen begriffene geologische Karte von Blatt Freiburg übergegangen. Der Vortragende fand aber, durch Beobachtungen vor Ort sowie mit dem Mikroskop, daß die Kalkknollen, mindestens die meisten von ihnen, keine Gerölle, sondern an Ort und Stelle entstandene, konzentrisch-schalige Bildungen organischer Entstehung sind, und zwar neue Vertreter der bisher erst aus alpiner Trias und baltischem Obersilur bekannten Gattung *Sphaerocodium* ROTHPL. Diese Algenkugeln umkrusten wohl ausnahmslos eine Brachiopoden- oder Schneckenschale oder ein Bruchstück einer solchen; und dieselben Brachiopoden, insbesondere *Spirifer Verneuili*, sind auch frei, nicht umkrustet, in dem Konglomerat eingeschlossen, neben ihnen auch noch zahlreiche Korallenzweige (*Favosites* und *Endophyllum priscum*), die ihrerseits aber niemals von *Sphaerocodium* umkrustet worden zu sein scheinen. Auf Grund dieser Befunde muß, solange *Spirifer Verneuili* als Leitversteinerung des Devons gilt, auch das *Sphaerocodium*-Konglomerat vom Kalkgraben als devonisch gelten und würde eine neue, bisher unbekannte und unerwartete Facies dieser Formation darstellen. Ist das richtig, dann muß aber auch sein Liegendes mindestens als devonisch gelten. Leider ist dort nicht mit Sicherheit zu



sagen, welches die Liegendseite ist. Petrographisch aber stimmen die Schichten auf beiden Seiten des fraglichen Konglomerats überein und sind auch selbst im wesentlichen Konglomerate, aber kalk- und überhaupt auch fossilfreie.

Diese Konglomerate mit zwischengeschalteten dünnen Schieferlagen, in denen *Buchiola* gefunden wurde, setzen nach Osten hin in die Gegend von Ober-Kunzendorf fort und sie sind es, in deren Gebiet hier, so ziemlich in der Mitte, der altbekannte, jetzt zu einem tiefen See mit schwer zugänglichen Steilrändern umgewandelte fossilreiche Kalkbruch von Kunzendorf sich befindet, den DAMES in seiner Dissertation besonders berücksichtigt hat.

DAMES kam darin zu dem Ergebnis, daß dieser devonische Kalk eine Emporragung des älteren Untergrunds aus den umgebenden Culmkonglomeraten sei. Die Lagerungsverhältnisse im Bruche selbst sind allerdings zu verworren und in der Frage nicht entscheidend. Auch in etwa  $\frac{1}{2}$  km Umkreis um den Bruch sind keine genügenden Aufschlüsse. Wenn man aber darüber hinausgeht, so sind auf mindestens drei Seiten um den Bruch herum je 2 bis 3 km weit die Aufschlüsse über die Schichtenlagerung recht gut und zahlreich, und Vortragender fand, daß sie alle ein Einfallen nach dem Kunzendorfer Kalke hin, d. h. unter diesen hinunter, zeigen. Dieser dürfte demnach wohl nicht einem Sattelnern oder einer alten Klippe, sondern umgekehrt einem Muldenkern angehören. Auch daraus würde das devonische Alter der umgebenden Konglomerate hervorgehen, die, wie gesagt, zum Kalkgraben fortsetzen.

In der Besprechung erwähnte Herr GÜRICH, daß er Kugeln, die den vorgelegten Sphaerocodien ähnlich seien, auch im Kunzendorfer Bruch gefunden habe. Vortragender hat die gleichen Funde gemacht, aber lose, und war darum nicht sicher, ob sie nicht dorthin verschleppt seien, auch sind sie mikroskopisch noch nicht näher untersucht.

Ausführlicheres über die Petro- und Stratigraphie des besprochenen Gebietes Liebichau-Kunzendorf bringen übrigens die Erläuterungen zum Blatte Freiburg.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

FLIEGEL.

BRANCA.

STREMME.



## Briefliche Mitteilungen.

---

### 1. *Callianassa Burckhardti* n. sp.

nebst einer Zusammenstellung der fossilen Arten  
der Gattung *Callianassa*.<sup>1)</sup>

Von Herrn JOHANNES BÖHM.

(Mit einer Textfigur.)

Berlin, den 2. Dezember 1910.

Wie A. MILNE EDWARDS<sup>2)</sup> in der Einleitung zu seiner Révision du genre *Callianassa* (LEACH) ausführt, sind Vertreter dieser Gattung in den Sammlungen nicht häufig. Der Grund dafür ist, daß „... en effet, leurs téguments sont d'une extrême mollesse, les pattes antérieures seules présentent une grande solidité; aussi pour se mettre à l'abri des dangers continuels qui les menacent, les *Callianasses* s'enfouissent-elles sous le sable, au milieu duquel elles se creusent des galeries presque cylindriques, ayant l'apparence de cheminées; elles n'en sortent que très-rarement, dont elles s'emparent à l'aide de leur forte pince. On peut donc parcourir en tous sens des plages où les *Callianasses* sont très-abondantes, sans en voir un seul individu. Il est même rare que l'on en rencontre d'entières rejetées par les vagues, parce que leur corps, peu consistant, est rapidement déchiré par les chocs, et en outre très-recherché par les crustacés et par les poissons. Il est même à noter que souvent on trouve dans l'estomac de ces derniers des pinces non digérées de *Callianasses*“. Und an

---

<sup>1)</sup> Zur Schreibweise des Namens vgl. P. G. KRAUSE: Die Dekapoden des norddeutschen Jura. Diese Zeitschr. **43**, 1891, S. 208 Fußnote, und SCHLÜTER: Zur Gattung *Caratomus*. Ebenda **54**, 1902, S. 322 Fußnote.

<sup>2)</sup> Nouv. Archiv. Mus. d'Hist. nat. Paris VI, 1870, S. 75, 76.

anderer Stelle bemerkt derselbe Autor<sup>1)</sup> im Hinblick auf die fossilen Vorkommnisse: „Aussi on doit s'attendre à ne rencontrer que très-rarement les carapaces conservées à l'état fossile dans les diverses formations géologiques, tandis que l'on y pourra trouver les pattes antérieures. Quelquefois cependant le corps a été conservé, mais ce n'est qu'une empreinte que ce dernier a laissé sur la masse calcaire qui l'a englobé, et on n'y voit en général aucune trace de test. Les faits de cette nature sont très-rares, car ce sont des véritables accidents.“

So kommt es, daß „nur die härteren, aber durch ihre Gestalt höchst charakteristischen Scheren von *Callianassa* bekannt sind. Solche Scheren sind indessen nicht gerade selten in Kreide- und Tertiärablagerungen.“<sup>2)</sup> Und in der Tat steht den „20 Arten, die in allen Meeren, litoral, in Schlamm und Sand noch heute leben<sup>3)</sup>, eine dreifache Zahl fossiler Arten gegenüber, deren ältester Repräsentant nach ZITTEL<sup>4)</sup> und ORTMANN<sup>5)</sup> „die ziemlich gut erhaltene *Callianassa isochela* WOODW. aus dem Kimmeridge clay von Sussex ist“. Die übrigen „isolierten, früher zu *Callianassa* oder *Pagurus* gerechneten Scheren im Lias, Dogger und Malm“ wies ZITTEL<sup>6)</sup> der Gattung *Magila* zu. Gegen diese Gattungsänderung seines *Pagurus suprajurensis* wendete QUENSTEDT<sup>7)</sup> unter Bezugnahme auf *Callianassa Faujasi* ein: „MILNE EDWARDS machte es sehr wahrscheinlich, daß sie ebenfalls zu *Callianassa* gehören. Im Weißen Jura  $\alpha$  kommen sogar breite Handballen vor, die noch lebhaft an Kreidetypen erinnern. Diesen stehen dann im Weißen Jura  $\beta$  wieder sehr schmale Handballen gegenüber, welche man am Tuttlinger Bahnhof und Umgegend gar oft findet; der Pollex ist länger als der Index; in Fig. 41 liegen sogar zwei Scheren, beide mit zugehörigen Gliedern, beisammen, die ohne Zweifel zueinander gehören: es wäre ein *P.  $\beta$  jurensis* und keineswegs eine *Magila*.“ Nach ÉTALLON<sup>8)</sup> ist die

<sup>1)</sup> ALPHONSE MILNE EDWARDS: Monographie des décapodes macrourous fossiles de la famille des Thalassiniens. Annal. Sc. nat. Zool. (4) XIV, 1860, S. 302.

<sup>2)</sup> BRONN: Klassen und Ordnungen des Tierreichs, V, GERSTÄCKER und ORTMANN: Die Klassen und Ordnungen der Arthropoden, 2. Abteil., 1901, S. 1307.

<sup>3)</sup> Ebenda, S. 1142.

<sup>4)</sup> ZITTEL: Handbuch der Paläontologie II, 1881—85, S. 697.

<sup>5)</sup> ORTMANN: a. a. O., S. 1307.

<sup>6)</sup> ZITTEL: a. a. O., S. 694.

<sup>7)</sup> QUENSTEDT: Handbuch der Petrefaktenkunde, 1885, S. 405.

<sup>8)</sup> ÉTALLON: Notes sur les crustacés jurassiques du Bassin du Jura. Mém. Soc. d'agric. Haute-Saône, 1861, S. 33.

Belassung der QUENSTEDTSchen Art bei *Pagurus* jedoch unzulässig, da die Scheren der Repräsentanten dieser Gattung im Gegenteil robust und unregelmäßig sind. In der nachstehenden Liste habe ich daher die jurassischen Species bei *Callianassa* belassen — für *C. isochela* ist dies auch von ZITTEL nicht in Frage gestellt worden — und habe folglich auch den von P. G. KRAUSE eingeführten Namen *prisca*, der von MILNE EDWARDS bereits für ein eocänes Vorkommen angewandt wurde, ändern müssen<sup>1)</sup>.

Aus Südamerika sind fossile Repräsentanten der Gattung — PHILIPPI<sup>2)</sup> gibt über *C. primaeva* von Lebu an, „daß die Scheren denen von *C. uncinata*, die an der chilenischen Küste lebt, so ähnlich sind, daß ich glauben muß, sie haben einer Art desselben Geschlechts angehört“ — nicht weiter bekannt geworden. Die nachstehend beschriebene Art stammt aus dem Horizont der *Ostrea Ameghinoi* v. IH.<sup>3)</sup> von General Roca am Rio Negro.

### *Callianassa Burckhardti* n. sp.

Die linke Hand ist von rechteckiger Gestalt, etwas länger als hoch. Ein größerer Scherenballen, der durch Druck ein wenig deformiert ist, wodurch das Verhältniß der Länge zur Höhe in etwas beeinträchtigt wurde, hat bei 23 mm Länge eine Höhe von 21 mm.

Der Ober- und Unterrand sind einander parallel und vor den Fingern sanft eingebogen; sie sind zugeschärft, und der Unterrand ist mit einem scharfen, anscheinend glatten Kiele versehen, der auf den unbeweglichen Finger fortsetzt.

Der Oberrand läuft in einen Stachel aus, dessen Spitze abgebrochen ist. Von der Gelenkfläche des Daumens trennt

---

<sup>1)</sup> M. SCHMIDT (Über Oberen Jura in Pommern. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 41, 1905, S. 127) führt *C. suprajurensis* aus dem Oberen Kimmeridge von Bartin an. Diese Species fand ich in einem etwa kopfgroßen Geschiebe aus dunkelgrauem Kalkstein vor einem Geschiebemergelaufschluß am Fuße des Kaffeberges bei Misdroy. In einem zweiten, petrographisch übereinstimmenden Blocke aus dem Geschiebemergel bei Swinhöft fanden sich reichlich *Exogyra virgula* DEFR. und andere Bivalven.

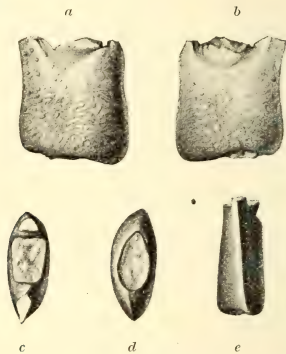
<sup>2)</sup> PHILIPPI: Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles, 1887, S. 222.

<sup>3)</sup> JOH. BÖHM: Über Ostreen von General Roca am Rio Negro. Diese Zeitschr. 55, 1903, S. 72. — Siehe San Jorge-Stufe in O. WILKENS: Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXI, 1905, S. 135.

ihn ein Einschnitt. Poren für die Borstenhaare sind längs des Unterrandes beobachtbar, jedoch läßt ihre Zahl sich nicht feststellen.

Senkrecht zum Ober- und Unterrande, und in sie mit abgerundeten Ecken übergehend, verläuft der gerade Hinterrand, dessen ovale Gelenkfläche anscheinend nicht abgeschnürt ist.

Die Innenfläche ist flach konvex, die Außenfläche mäßig gewölbt und gegen die Mitte hin abgeplattet. Beide Oberflächen sind mit wurmförmig gestreckten, flachen Tuberkeln



*Callianassa Burckhardti* n. sp. Nat. Gr.  
General Roca am Rio Negro (Argentinien).

$a$  = Außenfläche.  $b$  = Innenfläche.  
 $c$  = Distales Ende.  $d$  = Proximales Ende.  $e$  = Unterrand.

bedeckt, deren Basis eine seichte Rinne umzieht. Ihr Längsdurchmesser ist vorwiegend parallel dem Hinterrande gerichtet und schwankt in seinem Verhältnis zur Querachse wie 4 bis 2:1, jedoch sind die mehr rundlich begrenzten Tuberkeln die seltenen. Gegen den Unterrand hin und den Daumen verlieren sie sich und lassen längs dem Unterrande einen glatten Raum frei, dessen Breite etwa der des unbeweglichen Fingers entspricht. Auf diesem Raume erheben sich, in zwei schrägen Reihen geordnet, Körnchen in weiten Abständen voneinander.

Die Gelenköffnung des beweglichen Fingers — dieser selbst ist nicht erhalten — hat rechtseitigen Umriß; die Ecken sind abgerundet. Sie wird beiderseits von einer Vertiefung

eingefaßt, welche furchenartig an dem Einschnitt zwischen dem Stachel und der Gelenköffnung beginnt und sich zum Index hin rasch verbreitert, so daß eine seichte Eintiefung von dreiseitiger Gestalt, deren Spitze gegen den Hinterrand gerichtet und in etwa  $\frac{1}{3}$  der Gesamthöhe gelegen ist, entsteht. Der unbewegliche, nur zum Teil erhaltene Finger biegt nach unten, ist von trapezseitigem Querschnitt und trägt auf den vier Ecken scharfe Längskiele.

Eine Hand von 12 mm Länge und 10 mm Höhe zeigt eine glänzende, chagrinierte Oberfläche; die oben beschriebene Skulptur tritt demnach bei Abreibung der obersten Lage hervor.

Von den bisher bekannt gewordenen Arten der Gattung schließt sich *C. Burckhardti* durch die Größe und Gestalt der Hand *C. Fraasi* NÖTL.<sup>1)</sup>, und zwar an die Fig. 6a gegebene Abbildung, an, unterscheidet sich davon durch ihre eigenartige Verzierung der Oberfläche, die Abrundung beider Hinterecken und Abwärtsbiegung des unbeweglichen Fingers. Letztere hat die argentinische Species mit *C. longa* NÖTL.<sup>2)</sup> gemeinsam, sowie die dreiseitige Vertiefung an der Gelenkfläche. Eine ähnliche tiefe und breite Furche, die das Gelenk für den Daumen auf beiden Seiten abschnürt, weist *C. nilotica* FRAAS<sup>3)</sup> auf.

Eine Zusammenstellung der fossilen *Callianassa*-Arten — DE TRIBOLET<sup>4)</sup> führte 1874 und 1875 in der seinigen deren 12 auf — dürfte nicht nur von stammesgeschichtlichem, sondern auch von paläogeographischem Standpunkte aus in ihrer Eigenschaft als Strandbewohner nicht ohne Interesse sein.

---

<sup>1)</sup> NÖTLING: Über Crustaceen aus dem Tertiär Agyptens. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin 1885, Taf. 4.

<sup>2)</sup> NÖTLING: Ebenda, Taf. 4, Fig. 12a.

<sup>3)</sup> NÖTLING: Ebenda, Taf. 4, Fig. 3a—c.

<sup>4)</sup> Description des Crustacés du terrain néocomien du Jura Neuchâtelois et Vaudois. Bull. Soc. géol. France (3) II, S. 362. — Supplément à la Description usw. Ebenda (3) III, S. 78.







Anmerkungen zu S. 42 und 43.

<sup>1)</sup> MARTIN: Paläontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java. Samml. geol. Reichsmus. Leiden, (1) III, 1883—87, S. 36, Taf. 3, Fig. 31, 32 u. 33 (?). Subfossil, vielleicht auch rezent. Celebes, Menado, Batavia; jungmiocän Java.

<sup>2)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Révision du genre *Callianassa* (LEACH). Nouv. Archiv. Mus. d'Hist. nat. Paris VI, 1870, S. 97, Taf. 2, Fig. 5a, b. In Siam beim Kanalbau gefunden.

<sup>3)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Monographie des décapodes macroures fossiles de la famille des Thalassiniens. Ann. Sc. nat. Zool. (4) XIV, 1860, S. 337, Taf. 13, Fig. 3a, b. Subfossil. Alluvions, probablement contemporaines, des rivages de l'Océan Indien.

<sup>4)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: a. a. O. S. 344. Ile Kharec b. Busheer. Subfossil?

<sup>5)</sup> R. A. PHILIPPI: Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles, 1887, S. 222, Taf. 50, Fig. 10.

<sup>6)</sup> RISTORI: I crostacei fossili di Monte Mario. Atti Soc. tosc. Sc. nat. XI, 1889, S. 24, Taf. 1, Fig. 19, 20. — CREMA: Sopra alcuni decapodi terziarii del Piemonte. Atti R. Accad. Sc. Torino XXX, 1895, S. 670.

<sup>7)</sup> NÖTLING: The fauna of the miocene beds of Burma. Palaeont. Indica, N. S. I, 1901, S. 368, Taf. 24, Fig. 3a, b, 4a—e, 5a—d. NÖTLING vermutet, daß *C. birmanica* mit *C. maxima* M. EDW. nahe verwandt, wenn nicht ident ist.

<sup>8)</sup> LÖRENTHEY: Beiträge zur Dekapodenfauna des ungarischen Tertiärs. Természettudományi Füzetek XXI, 1898, S. 104, Taf. 9, Fig. 5a—c.

<sup>9)</sup> RISTORI: Crostacei piemontesi del Miocene inferiore. Boll. Soc. geol. Ital. VII, 1888, S. 409, Taf. 15, Fig. 17, 18.

<sup>10)</sup> BROCCHI: Note sur les crustacés fossiles des terrains tertiaires de la Hongrie. Ann. Sc. géol. (2) XIV, 1883, S. 6, Taf. 5, Fig. 7, a, 8. — LÖRENTHEY: Dekapodenfauna, S. 17.

<sup>11)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: *Callianassa*, S. 100, Taf. 2, Fig. 4a—c.

<sup>12)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 335, Taf. 15, Fig. 4a. Calcaire à moellons des environs de Montpellier. — RISTORI: Alcuni crostacei del Miocene medio Italiano. Atti Soc. tosc. Sc. nat. IX, 1887, S. 6, Taf. 4, Fig. 12, 13.

<sup>13)</sup> Siehe Anmerkung 1.

<sup>14)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 341, Taf. 14, Fig. 3, a. — CREMA: Decap. Piemonte, S. 667, Fig. 3.

<sup>15)</sup> BROCCHI: Crustac. Hongrie, S. 5, Taf. 5, Fig. 5, a, 6, a. — LÖRENTHEY: Dekapodenfauna, S. 104.

<sup>16)</sup> DANA: Geology, S. 722, Taf. 17, Fig. 3, in U. S. Exploring Expedition during the years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842 under the command of CHARLES WILKES. Calcareous concretions of the argillaceous rock near Astoria (south side of the Columbia).

<sup>17)</sup> CREMA: Decap. Piemonte, S. 665, Fig. 1.

<sup>18)</sup> LÖRENTHEY: Dekapodenfauna, S. 103, Taf. 9, Fig. 4a—c.

<sup>19)</sup> CREMA: Decap. Piemonte, S. 666, Fig. 2.

<sup>20)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 342, Taf. 14, Fig. 4. — CREMA: Decap. Piemonte, S. 667, Fig. 4—7.

<sup>21)</sup> CREMA: Decap. Piemonte, S. 669, Fig. 8.

<sup>22)</sup> RISTORI: Crost. Mioc. inf., S. 410.

<sup>23)</sup> CREMA: Decap. Piemonte, S. 670, Fig. 9, 10.

- <sup>24)</sup> BITTNER: Dekapoden des pannonischen Tertiärs. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 1893, S. 14, Taf. 1, Fig. 4.
- <sup>25)</sup> v. FRITSCH: Über einige fossile Crustaceen aus dem Septarien-  
thon des Mainzer Beckens. Diese Zeitschr. XXIII, 1871, S. 697, Taf. 17,  
Fig. 15—17.
- <sup>26)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 341, Taf. 14, Fig. 3, a.
- <sup>27)</sup> BITTNER: Dekapoden, S. 14, Taf. 1, Fig. 4.
- <sup>28)</sup> BITTNER: Ebenda, S. 15, Taf. 1, Fig. 5.
- <sup>29)</sup> BITTNER: Ebenda, S. 14, Taf. 1, Fig. 3.
- <sup>30)</sup> BITTNER: Ebenda, S. 14, Taf. 1, Fig. 6.
- <sup>31)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 319, Taf. 15,  
Fig. 2a, b.
- <sup>32)</sup> BITTNER: Dekapoden, S. 27, Taf. 1, Fig. 7.
- <sup>33)</sup> H. WOODWARD: Fourth report on the structure and classi-  
fication of the fossil crustacea. Rep. 38th Meet. Brit. Assoc. advanc.  
science (Norwich) 1868, S. 74, Taf. 2, Fig. 4.
- <sup>34)</sup> NÖTLING: Über Crustaceen aus dem Tertiär Ägyptens. Sitz.-  
Ber. Akad. Wiss. Berlin 1885, S. 496, Taf. 4, Fig. 13, 14.
- <sup>35)</sup> LÖRENTHEY: Dekapodenfauna, S. 74, Taf. 5, Fig. 4.
- <sup>36)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 309, Taf. 11, Fig. 1;  
Taf. 12, Fig. 1.
- <sup>37)</sup> NÖTLING: Ägypten, S. 494, Taf. 4, Fig. 11, 12.
- <sup>38)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 314, Taf. 12, Fig. 2.
- <sup>39)</sup> NÖTLING: Ägypten, S. 493, Taf. 4, Fig. 7—10.
- <sup>40)</sup> FRAAS: Aus dem Orient I, 1867, S. 115, Taf. 2, Fig. 11. —  
NÖTLING: Ägypten, S. 491, Taf. 4, Fig. 3.
- <sup>41)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Callianassa, S. 99, Taf. 2, Fig. 3.
- <sup>42)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 319, Taf. 13, Fig. 2, a.
- <sup>43)</sup> v. AMMON: Zur Geologie von Togo und vom Nigerlande.  
Mitteil. geogr. Ges. München I, 1905, S. 470, Textfig. 16.
- <sup>44)</sup> LÖRENTHEY: Dekapodenfauna, S. 76, Taf. 5, Fig. 6.
- <sup>45)</sup> NÖTLING: Ägypten, S. 496, Taf. 4, Fig. 13, 14.
- <sup>46)</sup> WHITE: Descriptions of new invertebrate fossils from the  
mesozoic and cenozoic rocks of Arkansas, Wyoming, Colorado, and  
Utah. Smithsonian Coll. XXII, 1882. Proceed. U.S. Nat. Mus. III, 1880,  
S. 161. — WHITE: On certain Cretaceous fossils from Arkansas and  
Colorado. Ebenda. Proceed. U.S. Nat. Mus. IV, 1881, S. 137, Taf. 1,  
Fig. 10, 11. — PILSBRY: Crustacea of the Cretaceous formation of  
New Jersey. Proceed. Acad. Nat. Sc. Philadelphia **53**, 1901, S. 112.
- <sup>47)</sup> LÖRENTHEY: Dekapodenfauna, S. 17, 73, 74.
- <sup>48)</sup> BITTNER: Dekapoden, S. 32.
- <sup>49)</sup> A. RÖMER: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreide-  
gebirges, 1841, S. 106, Taf. 16, Fig. 25. — Die ausgedehnte Literatur  
findet sich in FRIE und KAFKA: Die Crustaceen der böhmischen Kreide-  
formation, 1887, S. 42.
- <sup>50)</sup> PILSBRY: New Jersey, S. 114, Taf. 1, Fig. 8—10.
- <sup>51)</sup> HALL und MEK: Descriptions of new species of fossils from  
the Cretaceous formations of Nebraska. Mem. Americ. Acad. Arts a. Sc.,  
N. S. V, 1855, S. 379, Taf. 1, Fig. 1a, b.
- <sup>52)</sup> DESMAREST: Histoire naturelle des Crustacés fossiles, 1822,  
S. 127, Taf. 11, Fig. 2. — Weitere Literatur enthält ALPH. MILNE  
EDWARDS: Thalassiniens, S. 327.
- <sup>53)</sup> PILSBRY: New Jersey, S. 112, Taf. 1, Fig. 1—7.
- <sup>54)</sup> GABB: Palaeontology of California I, 1864, S. 57, Taf. 9,  
Fig. 1a—c; II, S. 127, Taf. 19, Fig. 3.

<sup>55)</sup> H. WOODWARD: On some podophthalmous crustacea from the Cretaceous formation of Vancouver and Queen Charlotte Islands. Quart. Journ. geol. Soc. **52**, 1896, S. 23, Textfig. 1, 2. — WHITEAVES: On some additional fossils from the Vancouver Cretaceous. Geol. Surv. Canada, Mesoz. Foss. I, 1903, S. 319, Textfig. 18, 19.

<sup>56)</sup> SCHLÜTER: Neue und wenig gekannte Kreide- und Tertiärkrebse des nördlichen Deutschlands. Diese Zeitschr. **31**, 1879, S. 588, Fußnote 4. — GRIEPENKERL: Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. Paläont. Abhandl. IV, 1888—89, S. 110.

<sup>57)</sup> SCHLÜTER: Callianassa bei Ifö. Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. Bonn 1873, S. 56. — Die Krebse des schwedischen Saltholmkalkes. Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 1874, S. 47.

<sup>58)</sup> Siehe Anmerkung 49.

<sup>59)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 332, Taf. 14, Fig. 1. — HÉBERT et TOUCAS: Description du bassin d'Uchaux. Annal. Soc. géol. VI, 1875, S. 94.

<sup>60)</sup> FRIČ: Über die Callianassen der böhmischen Kreideformation. Abhandl. böhm. Ges. Wiss. Prag XV, 1867, S. 6, Taf. 1, Fig. 6—9. — FRIČ und KAFKA: Crustaceen, S. 42, Textfig. 61.

<sup>61)</sup> FRIČ: Callianassen, S. 10, Taf. 2, Fig. 9. — FRIČ und KAFKA: Crustaceen, S. 44, Taf. 9, Fig. 1—7.

<sup>62)</sup> FRIČ: Callianassen, S. 11, Taf. 2, Fig. 7. — FRIČ und KAFKA: Crustaceen, S. 45, Textfig. 66.

<sup>63)</sup> FRIČ: Callianassen, S. 11, Taf. 2, Fig. 8. — FRIČ und KAFKA: Crustaceen, S. 45, Textfig. 67.

<sup>64)</sup> ALPH. MILNE EDWARDS: Thalassiniens, S. 339, Taf. 14, Fig. 5, a.

<sup>65)</sup> FRIČ: Callianassen, S. 4, Taf. 1, Fig. 1—5. — FRIČ und KAFKA: Crustaceen, S. 41, Textfig. 60a, b.

<sup>66)</sup> DE TRIBOLET: Description des crustacés du terrain néocomien du Jura Neuchâtelois et Vaudois. Bull. Soc. géol. France (3) II, 1874, S. 352, Taf. 12, Fig. 2.

<sup>67)</sup> WOODWARD: Report Crustacea, S. 75, Taf. 2, Fig. 5.

<sup>68)</sup> HARBORT: Über die stratigraphischen Ergebnisse zweier Tiefbohrungen durch die Untere Kreide bei Stedersdorf und Horst im Kreise Peine. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. XXVI, 1905, S. 35, Fig. 2—4.

<sup>69)</sup> H. WOODWARD: On some new macrourous crustacea from the Kimmeridge clay of the Sub-Wealden boring Sussex, and from Boulogne-sur-mer. Quart. Journ. geol. Soc. London **32**, 1876, S. 48, Taf. 6, Fig. 1—4.

<sup>70)</sup> QUENSTEDT: Handbuch der Petrefaktenkunde, 1852, S. 265, Taf. 20, Fig. 8, 9.

<sup>71)</sup> QUENSTEDT: Ebenda, 1885, S. 405, Taf. 31, Fig. 41.

<sup>72)</sup> = *prisca* P. G. KRAUSE: Die Dekapoden des norddeutschen Jura. Diese Zeitschr. **43**, 1891, S. 208, Taf. 14, Fig. 6a, b.

<sup>73)</sup> KRAUSE: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. XXIX, 1908, S. 288, Taf. 7, Fig. 16, 17.

<sup>74)</sup> ÉTALLON: Notes sur les crustacés jurassiques du Bassin du Jura. Mém. Soc. d'agricult. Haute-Saône 1861, S. 34, Taf. 1, Fig. 14.

## 2. Hohe Strandlinien auf Bornholm.

Von Herrn W. KRANZ.

(Mit 5 Textfiguren.)

Swinemünde, den 20. Oktober 1910.

Angeregt vor allem durch die klaren Ausführungen von G. BRAUN über die Morphologie von Bornholm<sup>1)</sup>, habe ich auf Exkursionen durch die Insel im Juli 1910 neues Material über die seit langem bekannten Schwankungen des Meeresspiegels an den Küsten dieser Insel zu sammeln und die älteren Angaben zu prüfen gesucht.

### I. Lage und Höhe von Strandlinien.

Aus eigener Anschauung ist mir von der Nordküste etwa  $\frac{3}{4}$  bekannt, von Sandvig bis Randkløve Skaar (vgl. die Textskizze). Darüber berichtet FORCHHAMMER<sup>2)</sup>: „In einer Höhe von ungefähr 40 Fuß (= 12,5 m) über dem jetzigen Meeresspiegel zeigt sich zwischen Allinge und Nexø, überall wo eine kleine Bucht Raum dazu gewährt, folgendes: Der innerste Teil der Bucht, dessen Boden ebenfalls 40 Fuß über dem Meeresspiegel liegt, wird meistens von einem kleinen Torfmoor eingenommen; darauf kommt nach dem Meere zu, parallellaufend mit der Küste, ein richtiger Strandwall von erheblicher Breite, der in einem Winkel von  $15^\circ$  zur See abfällt. Der Wall ist ungefähr 10 Fuß hoch und liegt auf einer horizontalen, etwa 160 Fuß (= 50 m) breiten Fläche, die ebenfalls dem Strande parallel läuft und ganz aus Strandsteinen besteht. Darauf eine rund 100 Fuß (= 30 m) breite, unter einem Winkel von  $9^\circ$ — $10^\circ$  geneigte Fläche und zuletzt der jetzige Strandwall mit einem Winkel von  $12^\circ$ — $13^\circ$ .“

---

<sup>1)</sup> G. BRAUN: Über die Morphologie von Bornholm. 11. Jahresber. d. Geographischen Gesellschaft zu Greifswald 1909, S. 163—200, Taf. 4—8, und Höhenschichtenkarte von BRAUN und SEELHEIM 1:125000.

<sup>2)</sup> FORCHHAMMER: Om Vandets højere Stand paa Bornholm. Det Kong. Danske Videnskabs Selskabs Naturvidenskab. og Mathem. Afhandling 6, 1837, CXV. — BRAUN: a. a. O., S. 172. Da ich des Dänischen nicht mächtig bin, war ich auf die wörtlichen Angaben bei BRAUN angewiesen.

Ungefähr übereinstimmend mit diesen Angaben soll nach MUNTHE<sup>1)</sup> das Meer früher an der Nordküste um ungefähr 17 m, zwischen Gudhjem und Svaneke um 15,5 m, zwischen Svaneke und Nexö um 15 m höher gestanden haben.

Ich fand zwischen Sandvig und Randkløve Skaar sowie zwischen Lerskred Batteri und Nexö nicht eine einzige Stelle, welche zu den Angaben von FORCHHAMMER und MUNTHE paßt, und muß daher bezweifeln, daß sie für das Zwischenstück Randkløve Skaar—Lerskred Batteri zutreffen, um so mehr als nach RÖRDAM<sup>2)</sup> bei „Fraennemark“ südlich von Svaneke an der Ostküste die Krone eines Strandwalles nur rund 7,5 m ü. M. liegt, eine dahinter gelegene Senke etwa 4,7 m ü. M. Nach meinen Beobachtungen sind die Höhenangaben bei FORCHHAMMER und MUNTHE viel zu hoch. Bezüglich der Strandwälle liegen vielleicht Verwechslungen mit zahlreichen Schützen- und einzelnen Geschützstellungen vor, welche namentlich an Buchten der Insel in verschiedenen Höhen ü. M. angelegt sind. Verwechslungen zwischen Moor, Heide und Düne wären dadurch nicht ganz ausgeschlossen, daß z. B. die Dänische topographische Generalstabskarte 1:50 000 von Bornholm (1890) für Moor und Heide sowie südöstlich Melsted auch für Dünen die gleiche Signatur verwendet. Vielleicht standen ähnliche ältere Karten FORCHHAMMER zur Verfügung. Jedenfalls lassen meine Messungen an älteren Strandterrassen keinen Zweifel darüber, daß die Zahlenangaben nach FORCHHAMMER und MUNTHE für mindestens  $\frac{3}{4}$  der Nordküste falsch sind.

Bei den westlichen Häusern von Allinge fand ich eine buchtähnliche Einbiegung der Landoberfläche. Die rezenten Strandgerölle reichen hier bis etwa 2 m über Mittelwasser der Ostsee<sup>3)</sup>. Bei + 3 m ü. M. lagern, in einer Baugrube aufgeschlossen und von mehrere Dezimeter starker Humusschicht sowie dichtem Rasen bedeckt, ältere gerundete Geschiebe und Granitgrus. Die obere Grenzlinie dieser Strandterrasse reicht schätzungsweise bis etwa 6 m ü. M. Man gewinnt den Ein-

1) H. MUNTHE: Jakttagelser öfver quartära aflagringar paa Bornholm. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Stockholm. 1889, II, S. 274—287; zitiert bei BRAUN: a. a. O., S. 170.

2) K. RÖRDAM: Beretning om en geologisk Undersøgelse paa „Fraennemark“ ved Svaneke paa Bornholm. Danmarks geolog. Undersøgelse, Kjöbenhavn 1895, 7; zitiert bei BRAUN: a. a. O., S. 171.

3) Meine sämtlichen Messungen erfolgten bei gleichmäßig schönem Wetter mittels groben Nivellierverfahrens durchweg bei glatter See und Windstille bis schwachen Winden, so daß die Wasserkante, von der ich ausging, bis auf wenige Zentimeter dem Mittelwasser entsprochen haben muß.



druck, daß der Meeresspiegel hier zur Zeit der Bildung der hohen Strandterrasse noch über den seitlich anstehenden Granitklippen stand.

Am inneren Bogen der breiten Meeresbucht zwischen Sandkaas und Tejn reichten die rezenten Strandgerölle durchschnittlich bis 1 m ü. M. Von 2—7 m ü. M. erhebt sich ein fast in der ganzen Bucht deutlicher Steilrand, an den sich oberhalb eine zweite, vielfach deutliche ältere Strandterrasse anschließt. Sie liegt durchschnittlich 6—7 m ü. M.; hier und da wittern gerundete Strandgerölle heraus, ein guter Aufschluß war aber nicht vorhanden.

Zwischen Tejn und Kaas finden sich mehrere kleine buchtartige Einbiegungen der Landoberfläche. An einer derselben reichen die rezenten Strandgerölle unterschiedlich bis zu 2 und 3 m ü. M. Unmittelbar dahinter erhebt sich von 2—10 m ü. M. ein Steilrand, über dem bis etwa 10 m ü. M. eine höhere Strandterrasse mit dünner Lage gerundeter Gerölle auf anstehendem Granit folgt. Mehrere Felsvorsprünge zwischen Tejn und Kaas zeigen bis etwa 10 m ü. M. eine flach abradierte Oberfläche mit geringen Unebenheiten.

In einer kleinen Meeresbucht nahe südlich Jydeskoer reichten die rezenten Strandgerölle ganz unterschiedlich 1—3 m ü. M. Ein Steilrand folgt auch hier unmittelbar über der rezenten Strandterrasse; eine obere Strandterrasse über diesem Steilrand war aber nicht zu erkennen.

Die Klippen von Helligdommen zeigen ganz ausgesprochen rezente Abrasion. G. BRAUN (a. a. O., S. 192) hebt hervor, daß gegenwärtig sowohl zwischen den Klippen als auch östlich und westlich davon Anschwemmung stattfindet. Allerdings lagern sich am Grund der ausgefressenen Einschnitte unter und über Wasser und hinter stehengebliebenen Pfeilern grobe gerundete Gerölle ab; sie steigen als kleine rezente Strandterrassen schätzungsweise bis 3 m ü. M. an. Wenn man aber die vielen Anzeichen starker Brandungswirkung in Betracht zieht, dann läßt sich schließen, daß solche Geröllbildungen nur so lange an Ort und Stelle bleiben können, als die schützenden Klippenvorsprünge standhalten. Wie schnell solche Pfeiler verschwinden, zeigt die Lyseklippe (Lichtklippe, Fig. 1): „Früher sprach man von zwei Lichtklippen. Das jetzt fehlende Licht vermochte den Nordstürmen nicht zu trotzen, zerbrach und liegt jetzt zu Füßen seines ehemaligen Gefährten.“<sup>1)</sup> Jedenfalls springt das Vorherrschen der Abrasion bei Helligdommen

<sup>1)</sup> GRIEBENS Reiseführer 91: Bornholm, 1909—10, S. 61.

klar in die Augen. Ob dort bereits zur Zeit der älteren Terrassenbildung Abrasion tätig war, und deshalb eine höhere Strandterrasse hier fehlt, mag dahingestellt bleiben; sie könnte auch durch die rezente Brandung zerstört sein.

Eine frische untere und eine ältere obere Strandterrasse mit annähernd gleichen Höhenverhältnissen wie bei Tejn usw. ist auch am NW-Ende und im inneren Winkel der Salene-Bucht entwickelt (Fig. 2). Besonders schön treten die beiden Bildungen an einem kleinen Einschnitt in der Abrasions-Felsenküste nahe südöstlich von Gudhjem hervor, worauf



Fig. 1.

Abrasions-Felsenküste an der Lyseklippe bei Helligdommen, Bornholm.  
Phot. v. AD. MÖLLER, Nexö.

mich Herr Oberleutnant BEVER (Swinemünde) freundlichst aufmerksam machte: Hinter diesem rezenten Einschnitt liegt eine Einbuchtung der Landoberfläche. Die rezenten Strandgerölle reichen hier bis etwa 3,5 m ü. M. Unmittelbar dahinter erhebt sich ein grasbedeckter Steilrand, im Halbkreis mit etwa 30 m Radius, über dem eine fast ebene Terrasse mit gerundeten Strandgeröllen und Grasbedeckung bis etwa 9 m ü. M. anschließt. Sie wird halbkreisförmig mit kaum 100 m Radius von einem zugehörigen äußeren Steilrand einer älteren Abrasions-Felsenküste begrenzt. Aus dieser hochgelegenen Meeresbucht führen mehrere Durchbruchsrinnen zum heutigen Strand von

Melsted hinab: Die Cañonbildung erstarb hier mit dem Sinken des Meeresspiegels.

Südöstlich an Melsted anschließend liegt eine breite Einbuchtung der Landoberfläche, augenscheinlich ein älterer Sandstrand, heute mit Dünenflora bestanden. Hier erhebt sich dicht hinter dem jetzigen Strand eine bis 4 m hohe rezente Stranddüne, während am inneren (westlichen) Rand der alten Einbuchtung Reste einer älteren, höheren Landdüne liegen.



Fig. 2.

Rezente Strandterrasse an der Salenebucht, Bornholm.

Phot. v. FRITS SÖRENSEN, Rønne.

Ob es sich hier um Bildungen handelt, welche mit den hohen Strandlinien bei Gudhjem gleichalterig sind, vermag ich nicht zu sagen. Die jungen Dünen der Pommerschen Bucht erreichen auch verschiedene Höhen ü. M. und sind doch größtenteils sicher erst in historischer Zeit entstanden.

Der Fahrweg am Ufer zwischen Melsted und Saltuna folgt meist dem Rand einer oberen, älteren Strandterrasse in fast genau gleichbleibender Höhe; sie reicht bis etwa 10 m ü. M. Dicht unterhalb des Weges liegt ein Steilrand, an

dessen Fuß die rezenten Strandgerölle in einer kleinen Bucht bei Saltuna bis rund 4 m ü. M. lagern.

Die Klippen von Randklöve Skaar lassen durch niedriggelegene Abrasionsplatten erkennen, daß hier die Brandung nicht höher als etwa 5 m ü. M. kräftig wirkt. Es finden sich aber noch mehrere Meter über dieser Grenze breite, plattige Felsoberflächen, die nicht wohl durch rezente oder frühere Erosion gebildet sein können. Ein etwa 10 m höherer Meeresspiegel würde auch diese Erscheinungen erklären.

Zwischen Lerskred Batteri und Nexö nennt G. BRAUN (a. a. O., S. 172) rezente und alte Strandwälle<sup>1)</sup>. Der Damm nächst dem heutigen Ufer ist hier augenscheinlich größtenteils durch Menschenhand mit Material aus dem jetzt wieder schwach betriebenen Frederiks-Stenbrud angeschüttet. Die Kiese und Gerölle, welche BRAUN (SEELHEIM) an der Straßengabel von Nexö nach Svanike und Klinteby aufführt, liegen an einem schwach ausgeprägten Steilrand, welcher ganz den Eindruck eines alten Meeresufers macht. Das niedrig gelegene Flachland entlang der Küste von Lerskred Batteri ab südwärts darf man nach den Ausführungen von BRAUN (a. a. O., S. 172 ff.) als Boden eines alten, höherstehenden und sich zurückziehenden Meeres betrachten. Die höchsten Gerölle reichen hier nach BRAUN bis 12 m ü. M. Ihre diskordante Parallelstruktur (Kreuzschichtung) läßt im Zweifel, ob es sich um marine oder fluviatile Bildungen handelt. Sie sind mir aus eigener Anschauung nicht bekannt, ebenso wie die von BRAUN genannten Vorkommen bei Nordbakkegaard, Gubbegaard, beim Nordleuchtturm von Dueodde und die kreuzgeschichteten Kiese von Sandegaard. Nach BRAUN (a. a. O., S. 175 ff.) erreichen sie etwa 12 m ü. M.

An der Steilküste von der Riesebaek bis Korseodde fand ich Abrasion vorherrschend. Selbst in den Buchten zwischen den Vorsprüngen ist hier die Anschwemmung gering; der Sand- und Kiesstrand erreicht höchstens 20 m Breite; rezente Dünen sind meist nicht vorhanden, nur hier und da am Fuß der Steilränder bis ungefähr 10 m Breite entwickelt. Die frischen Strandgerölle reichen 1—2 m ü. M.

Nach BRAUN betritt die Lilleaa am Ausgang ihres Cañons unterhalb Sose „die Terrasse des Yoldiameres“ (a. a. O., S. 187). Allerdings könnte man hier im morphologischen Sinne von einer Terrasse sprechen. Eine Abrasionsterrasse liegt indessen dort nicht vor: Östlich der Lilleaa-Mündung

---

<sup>1)</sup> Vgl. auch W. DEECKE: Geol. Führer Bornholm, 1899, S. 60.

befindet sich durchschnittlich etwa 15 m ü. M. ein altes Dünengebiet, das bei einem höheren Stand des Meeresspiegels entstanden sein muß; denn es wird vom heutigen Abrasionssteilrand ebenso abgeschnitten wie sein Liegendes, und schmale rezente Dünen liegen an dieser ganzen Küste nur tief unten am Fuß der Steilränder. Westlich davon stehen etwa in der Mitte des Lilleaabogens, südwestlich von Sose-Mühle, auf der gleichen Terrasse cambrische Schiefer an, und westlich vom Lilleaa-Unterlauf sieht man südlich der großen Straße fruchtbaren Acker- und Wiesenboden des Mesozoicums, aber keine Strandgerölle.

Nach DEECKE<sup>1)</sup> treten westlich Arnager „unter der diluvialen Bedeckung und unter Dünensand wiederholt die Grünsande auf“. BRAUN dagegen berichtet (S. 178), daß die mesozoischen Bildungen in der Arnagerbucht diskordant von einer jüngeren Decke überlagert werden, in der er marin umgelagerte Glazialabsätze erblickt. „Es sind Kies- und Sandbänke von wechselnder Mächtigkeit, an der Basis tritt sehr konstant eine Schotterbank auf, die manchmal nesterweise in den Sandstein eingesenkt ist.“

Ich fand bei Arnager mehrere frische Aufschlüsse, welche die Ansicht von BRAUN bestätigen. Nahe östlich vom Dorf unterbricht eine tiefe Erosionsschlucht das Steilufer (vgl. die Skizze bei DEECKE: S. 115). Etwa 200 m östlich hiervon ist der Grünsand etwa 7 m ü. M. durch eine Abrasionslinie abgeschnitten; darüber lagert eine junge Geröll- und Grobsandablagerung, bis etwa 10 m ü. M. aufgeschlossen. Westlich Arnager, bei Bavnodde, stand der schief einfallende Grünsand in langer steiler Wand an. Etwa 7 m ü. M. ist er fast eben abradiert; darüber lagern, durchschnittlich 1 m mächtig, grobe Strandgerölle, hierüber etwa 4 m grober und feiner Sand, oben teilweise kreuzgeschichtet, und zu oberst durchschnittlich 2 m Dünensand, durch organische Substanz aus der darauf wachsenden Heide schwarz gefärbt<sup>2)</sup>. Sonach liegen hier die obersten Strandgerölle durchschnittlich 8 m über heutigem Mittelwasser, die höchsten Strandsande etwa 12 m ü. M., während die durchschnittlich 15 m ü. M. liegende Heide von Sangedynen—Bavnodde—Korseodde das zugehörige alte Dünenland bildet, welches sich allmählich auf dem einst wachsenden Strand seewärts vorschob, ähnlich wie man das heute an der Swinepforte beobachten kann. Nach einem kleinem Aufschluß

---

<sup>1)</sup> DEECKE: a. a., O. S. 115.

<sup>2)</sup> Ähnlich wie die älteren Dünensande in der Swinepforte. Vgl. SOLGER: Geologie der Dünen („Dünenbuch“) 1910, S. 54.



nahe NW Korseodde zu urteilen, fiel der hochgelegene alte Strand mit ähnlicher Neigung zum Meer ein wie der heutige. Es muß an dieser ganzen SW-Küste ein erhebliches Stück Land durch junge Abrasion verloren gegangen sein.

„Die hier beschriebenen Verhältnisse walten bis in die Gegend von Rönne vor. Überall findet sich etwa in den obersten 4 m aufbereitetes Diluvialmaterial, so z. B. an der Mündung des Ormebaek:

- 1 m humoser Sand mit Steinchen,
  - 3 m Kiese, Sande, an der Basis Schotter; gut gerundet mit diskordanter Parallelstruktur; braun gefärbt.
- Grauer Blocklehm.“

(BRAUN: a. a. O., S. 178). Aus eigener Anschauung kenne ich diese Stelle nicht. Der „Exercerplads“ südlich Rönne scheint mir eine der Bavnodder Heide äquivalente alte Düne zu sein.

Bei höherem Meeresspiegel ist ferner offenbar das alte Dünengebiet der Blykobbe-Plantage nördlich Rönne entstanden. Sie wird im Westen von scharfem Steilrand abgeschnitten, welcher vielleicht eine ältere Abrasionslinie darstellt. Heute findet am Fuß des Steilrandes ausgesprochene Anlandung statt, in der Hauptsache aus niedrigen Dünen bestehend, vor denen sich ein schmaler Sandstrand bildet. Man erkennt also zwei leicht trennbare Dünenstriche, den älteren oben auf der Blykobbe-Plantage, den rezenten unten am Meeresstrand.

In der großen Tongrube von Sorthat Kulvaerk (südlich der Schamottefabrik Hasle Kulvaerk) war die von BRAUN (a. a. O., S. 179) genannte Abrasionsfläche gut aufgeschlossen. Die mesozoischen Schichten sind hier 4—5 m über heutigem Mittelwasser nahezu eben abgeschnitten. Darauf lagern feine Sande und Kiese bis 4 m mächtig, offenbar eine alte Strandbildung, überlagert von einer dünnen Dünensandschicht.

Am Vorsprung der Küste NW der Schamottefabrik herrscht gegenwärtig Abrasion. Nördlich davon, in der Bucht südlich Hasle, reichen die rezenten Strandgerölle bis etwa 1,5 m ü. M., die frischen Dünen nur wenig höher. Sie begleiten einen Steilrand, der wohl als ältere Abrasionslinie die Heidefläche südlich Hasle scharf abschneidet. Wie schon BRAUN (S. 179) erwähnt, zeigen sich hier mehrfach Kiese und grobe Blöcke. Die Fläche liegt 6—10 m über heutigem Mittelwasser und ist augenscheinlich alter Strand eines höher liegenden Meeresspiegels. Auf den niedrigeren Teilen sah ich häufig Kiese und Gerölle, während zu oberst Dünensande lagen.

Die schöne Strandterrasse nahe nördlich Hasle (BRAUN: a. a. O., S. 179) ist schon von See aus deutlich zu



erkennen. Man sieht nördlich und südlich von ihr nur höhere Steilränder; offenbar waren auch dort früher Teile derselben Terrasse vorhanden, sie wurden aber abradiert, und nur der heutige Vorsprung blieb bis jetzt erhalten. Ich fand denn auch wenige Schritt nördlich einer kleinen Erosionsschlucht, welche zwischen Hasle und Terrasse zum Meer hinabführt, von 9 m ü. M. (Unterkante) an im Steilhang alte Strandgerölle, unterteuft von graublauem Ton mit Geschieben, wohl Grundmoräne, und darunter etwa 2 m mesozoischen, kreuzgeschichteten Sandstein. Die rezenten Strandgerölle reichen hier bis etwa 1,5 m über Mittelwasser. Am südlichen Ende der Terrasse selbst waren alte grobe Strandgerölle etwa 10 m ü. M. aufgeschlossen. Hier liegt ihr unterer Rand durchschnittlich 10 m ü. M., während er in ihrer Mitte im allgemeinen bei 7,5 m ü. M. liegt. Auf der Oberfläche der Terrasse lagert meist Sand und feinerer Kies bis etwa 14 m ü. M.; landwärts davon erhebt sich der zugehörige alte Steilrand. Größere Gerölle liegen vereinzelt umher; solche wittern auf dem nördlichen Teile etwa 8 m ü. M. heraus. Die rezenten Strandgerölle reichen am Fuß des Steilrandes vor der Mitte der Terrasse durchschnittlich bis 2 m, im Norden bis 2,5 m über Mittelwasser.

Daß zwischen Hasle und Tegelkaas nur an der einen Stelle ein Rest der alten Strandterrasse erhalten blieb, läßt auf kräftige Wirkung der Brandung schließen. An der Granitküste bei Jonskapel, Ringebacker und Slotslyng tritt die Abrasion noch augenfälliger in Erscheinung. (BRAUN: a. a. O., S. 191). Soweit dort überhaupt ein Vorstrand vorhanden ist, bildet er zeitweise einen wirksamen Schutz gegen die Brandung. Bei Jonskapel reichten z. B. die in der Brandung gerundeten rezenten Strandgerölle bis 3 m ü. M. (Fig. 3). Es kann aber in geologischem Sinne nicht lange dauern, bis solche schmalen Ablagerungen von der Brandung zerstört sind, und dann arbeitet das Meer wieder gegen die Steilränder selbst. Deren Vorhandensein allein verrät schon den Charakter dieser Abrasionsküste<sup>1)</sup>.

Die mit Sicherheit festgestellten höchsten rezenten und älteren Strandterrassenbildungen (ausschließlich Dünen) habe ich in der Textskizze Fig. 4 zusammengestellt. Daraus geht hervor: Die rezenten Gerölle reichen ganz unterschiedlich 1—4 m über Mittelwasser. Ihre Höhenlage wechselt häufig auf ganz kurze Entfernungen selbst in kleinen Buchten. Wie weit sie unter Mittelwasser reichen, habe ich nicht festzustellen versucht.

---

<sup>1)</sup> Vgl. auch K. A. REEPS: Grundzüge einer Landeskunde von Bornholm. Geogr. Arb., Uln 1910, S. 36 ff.

Man sieht am Boden vieler Felsenbuchten durch klares Wasser hindurch runde Geschiebeansammlungen, welche beim Sinken des Meeresspiegels den gleichen Eindruck wie hohe Strandgerölle machen würden. Daher müssen wir annehmen, daß die rezenten Strandbildungen von Bornholm bei einer etwaigen Trockenlegung durch relatives Sinken des Meeresspiegels in ihrer absoluten Höhenlage um mindestens 8 m, wahrscheinlich erheblich mehr, differieren würden, ohne daß eine gegenseitige tektonische Verschiebung angenommen werden muß oder darf. Und

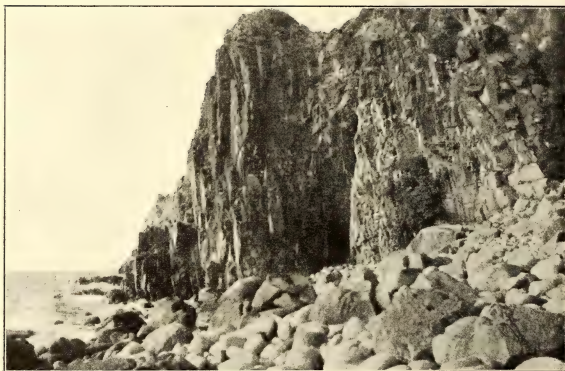


Fig. 3.

Jonskapel von Süden, Bornholm. Im Vordergrund rezente Strandgerölle.  
Phot. v. CHR. A. MÖLLER, Rønne.

dabei ist hier noch nicht einmal mit Gezeiten zu rechnen! Wo aber Ebbe und Flut herrschen, werden auch die höchsten und tiefsten gleichaltrigen Strandbildungen noch entsprechend weiter auseinander liegen.

Nicht überall sind rezente Terrassen vorhanden; sie fehlen meistens da, wo Abrasion herrscht<sup>1)</sup>. Daher müßten bei einem etwaigen Sinken des Meeresspiegels die rezenten Strandlinien von Bornholm sofort als eine unter-

---

<sup>1)</sup> Damit fallen die Bedenken, welche E. SUESS: Antlitz der Erde II, 1888, S. 443, nach SEXE geltend machte.

brochene Kette verschieden hoch liegender Terrassen erscheinen. Erosion und Abrasion würden dann bald zur weiteren Zerstückelung der Strandbildungen beitragen.

Weitere Höhenunterschiede können entstehen, wo Gletscher den Meeresgrund aufschürfen und seine Sedimente auf benachbartes Land hinaufschieben, wie das W. SALOMON von der Insel Cora beschreibt. Hier müssen rezente „gehobene“ Strandlinien entstehen<sup>1)</sup>.

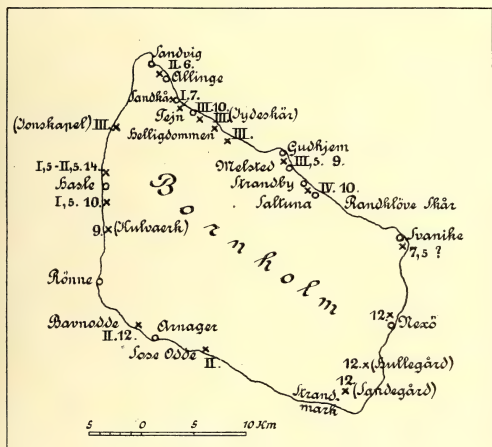


Fig. 4.

Höhenlage von Strandbildungen auf Bornholm.

Römische Zahlen (I, 5. — III. — IV. usw.): Höchste Lage rezenter Strandablagerungen in m üb. Meer.

Arabische Zahlen (6. — 9. — 14. usw.): Höchste Grenze älterer Strandbildungen in m üb. Meer.

Anm.: Das Wort „Helligdommen“ steht etwa 2 mm zu hoch.

Nach solchen Erfahrungen bei den rezenten müssen auch die älteren Strandbildungen auf Bornholm beurteilt werden. Die Lagen der sicher festgestellten höchsten Terrassen-

<sup>1)</sup> W. SALOMON: Die Spitzbergenfahrt des internationalen geologischen Kongresses. Geol. Rundschau, Kl. Mitteil., 1910, S. 308.

grenzen schwanken zwischen 6 und 14 m über dem heutigen Mittelwasser. Es wäre nun falsch, den oder die zugehörigen Meeresspiegel im Niveau der höchsten dieser Ablagerungen zu suchen. Wenn bei deren Bildung ungefähr die heutigen Verhältnisse herrschten, dann lag der ehemalige Meeresspiegel etwa 4 m tiefer, also etwa 10 m über heutigem N.-N. Wenn aber damals stärkere Gezeiten<sup>1)</sup> vorhanden waren — während der Yoldiazeit waren hierzu die Bedingungen gegeben durch die offenen Verbindungen der Ostsee mit dem Eismeer und der Nordsee<sup>2)</sup>, vielleicht auch noch während der Litorinazeit<sup>3)</sup> —, dann könnte der Meeresspiegel schätzungsweise noch etwa 2 m niedriger gewesen sein. Daher würde ein einziger Mittelwasserstand von 8—10 m über dem heutigen die höchsten sicher festgestellten älteren Strandbildungen von Bornholm erklären. Ob auch die niedrigsten dieser Strandbildungen, z. B. die von DEECKE und BRAUN<sup>4)</sup> beobachteten Strandwälle auf dem niedrig gelegenen Flachland bei Nexö, unter der gleichen Höhe des Meeresspiegels entstanden sind, bedarf noch der Klärung. Vielleicht deuten sie einen verhältnismäßig schnellen Rückzug des alten Meeres in sein heutiges Niveau an.

Über das Alter der hohen Strandbildungen von Bornholm wage ich kaum eine Vermutung auszusprechen, da es mir ebenso wie meinen Vorgängern trotz eifrigen Suchens nicht gelungen ist, Conchylien darin zu finden. DEECKE spricht von niedrig gelegenen Ancylosterrassen<sup>5)</sup>; USSING läßt die Frage offen und meint, es wäre möglich, daß die obersten Strandmarken aus der Yoldiazeit stammten, tiefer liegende dagegen aus der Litorinazeit<sup>6)</sup>; nach RÖRDAM ließe sich aus einer Kulturschicht der Steinzeit in einem rund 7,5 m ü. M. reichenden Strandwall bei „Fraennemark“ südlich Svaneke

---

<sup>1)</sup> Über die rezenten Schwankungen der Ostsee bei Swinemünde vgl. KRANZ: N. Jahrb. Min. 1909, Beil.-Bd. XXVIII, S. 578.

<sup>2)</sup> MUNTHE: Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiet. Bull. Geol. Inst. Upsala 1895 u. 1897. — E. KAYSER: Lehrb. Geol. Formationskunde, 1908, S. 641, 648f.

<sup>3)</sup> SPETHMANN: Die physiographischen Grundzüge der Lübecker Mulde. Globus 1909, S. 314.

<sup>4)</sup> DEECKE: Geol. Führer Bornholm, S. 60. — BRAUN: a. a. O., S. 172ff.

<sup>5)</sup> DEECKE: Zur Eolithenfrage auf Rügen und Bornholm. Mitt. naturw. Verein f. Neuvorpommern usw. 36, 1904 (1905), S. 71.

<sup>6)</sup> USSING: Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids. Danmarks geologiske Undersøgelse III, 2, 1904, S. 317. Angeführt bei BRAUN: a. a. O., S. 171.

auf dessen Bildung während der Litorinaperiode schließen<sup>1)</sup>, und BRAUN nimmt die höchsten Wasserstände in der Yoldiazeit mit etwa 15 m ü. N.-N. an (wie oben gezeigt, zu hoch), eine Trockenlegung und Vergrößerung der Insel während der Ancylusperiode, eine abermalige Überflutung durch einen kaum 3 m ü. N.-N. liegenden Spiegel des Litorinameeres und eine jüngste Hebung, die die Absätze des Meeres auf dem Lande erscheinen läßt<sup>2)</sup>. Meines Erachtens reichen die bisherigen Beobachtungen zu einer so genauen Feststellung von Niveauschwankungen nicht aus. Ich habe vergeblich versucht, die Gründe zu erfahren, welche BRAUN dazu bewogen. Auf meine Anfrage, ob GRÖNWALL ihm seinerzeit positive Tatsachen mitgeteilt habe, aus denen eine solche Chronologie der Schwankungen mit Sicherheit hervorgehe, antwortete Herr Dr. BRAUN: „Ich bedauere sehr, über die mir vertraulich mitgeteilten Beobachtungen von Herrn GRÖNWALL nichts mitteilen zu dürfen. Ich stehe mit Herrn Dr. GRÖNWALL jetzt in keinerlei Verbindung, halte es auch für zwecklos, ihm zu schreiben, da er jedenfalls in Grönland oder Island arbeitet. Etwaige Anmerkungen von seiner Seite kommen also nur bei der Kritik Ihrer Arbeit in Betracht.“ Ich habe denn auch auf zweimalige Anfrage bei Dr. GRÖNWALL keine Antwort erhalten.

Man könnte versucht sein, das Fehlen von Conchylien in den hohen Strandablagerungen auf große Nähe von Gletschern zurückzuführen<sup>3)</sup> und wenigstens die höheren Strandbildungen in das älteste Postglazial zu stellen, also etwa in die Yoldiazeit. Aber auch das Wasser der Ancylus-Süßwassersee war kühl<sup>4)</sup>. Jünger als glazial scheinen die Strandgerölle zu sein; denn nördlich Hasle liegen sie auf Ton mit Geschieben, und ich halte die entsprechenden Sedimente der Südküste ebenso wie BRAUN (a. a. O., S. 175 ff.) im allgemeinen für umgelagerte Glazialabsätze. Ob der Spiegel der abgeschnürten Ancylus-Süßwassersee in gleicher absoluter Höhenlage wie derjenige des gleichaltrigen oder des Yoldia- bzw. Litorinameeres anzunehmen ist, erscheint fraglich. Er könnte durch reichliche

---

<sup>1)</sup> RÖRDAM: Beretning om en geologisk Undersøgelse paa Fraennemark ved Swaneke paa Boenholm. Dan. geol. Unders. VII, 1895. Aufgeführt bei BRAUN: a. a. O., S. 172.

<sup>2)</sup> BRAUN: a. a. O., 181.

<sup>3)</sup> E. SUSS: Antlitz der Erde II, 1888, S. 452. — J. WALTHER: Bionomie des Meeres, 1893–94, S. 53.

<sup>4)</sup> DEECKE: Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 195.

Zuströmungen um Dezimeter aufgestaut gewesen sein<sup>1)</sup>. Demgegenüber teilte mir das Bureau für die Hauptnivellements und Wasserstandsbeobachtungen im Ministerium der öffentlichen Arbeiten, Berlin (Herr Geheimrat Prof. Dr. SEIBT) in dankenswerter Weise mit, „daß sämtliche Mittelwasser der miteinander in Verbindung stehenden europäischen Meere, soweit es sich um solche handelt, die von der internationalen Erdmessung als einwandfrei bestimmt und als einwandfrei nivellitisch miteinander verbunden anerkannt werden, nahezu ein und derselben Niveaufläche angehören. Die Abweichung in den gegenseitigen Höhenlagen liegt allermeist innerhalb der unvermeidlichen Fehler, mit denen die Mittelwasser und die Nivellements behaftet sind.“

Ob ferner gerade in der Ancylusperiode Bornholm seine größte Ausdehnung hatte (BRAUN: a. a. O., S. 181, 186, 194), bedarf ebenfalls noch des Nachweises. Man muß ja wohl annehmen, daß Bornholm einst mit dem Festland in Verbindung stand, und eine Landbrücke über die Rönnebank, den Adlergrund, die Oderbank usw. dürfte damals vorhanden gewesen sein<sup>2)</sup>. Aber es ist doch zweifelhaft, ob der südlich Bornholm 30 Fuß unter dem Meere stehende Fichtenwald<sup>3)</sup> und die unter der Oderbank erbohrten Torfe<sup>4)</sup> gerade aus der Ancyluszeit stammen. Das Vorkommen des Elchs in den alten Mooren von Bornholm läßt allerdings darauf schließen, daß seine Einwanderung aus Pommern in der Ancyluszeit erfolgte; die betreffende Landbrücke kann aber älter sein, denn der Elch fängt in Pommern erst in der Ancyluszeit an vorzuherrschen<sup>5)</sup>. Wahrscheinlich verschwand die Verbindung in der Litorinazeit, teils durch Abrasion, teils durch tektonisches Versinken<sup>6)</sup>. Bis jetzt sprechen aber keine einwandfreien Beobachtungen dagegen, daß die Landbrücke bereits während der Yoldiazeit bestand; nur läßt die Verbreitung der höchsten Strandbildungen an Bornholms Südküste und die heutige Gestalt der Meeresbänke auf eine recht lockere und viel-

---

<sup>1)</sup> DEECKE: a. a. O., S. 196. — LEPSIUS: (Geol. v. Deutsch. II, 1910, S. 523) nimmt einzelne Süßwasserseen zur Ancyluszeit an, nicht ein großes Wasserbecken in der ganzen Ostsee.

<sup>2)</sup> DEECKE: Geol. Führer Bornholm 1899, S. 2. — BRAUN: a. a. O., S. 186.

<sup>3)</sup> SUESS: Antlitz der Erde. II, S. 539.

<sup>4)</sup> DEECKE: Geol. von Pommern 1907, S. 222, und Geogr. Zeitschr. 1910, S. 196.

<sup>5)</sup> DEECKE: Geol. von Pommern 1907, S. 218, und Geogr. Zeitschr. 1910, S. 195 f.

<sup>6)</sup> DEECKE: Geogr. Zeitschr. 1910, S. 196.



leicht öfters unterbrochene Festlandverbindung der Insel schließen.

Hiernach berechtigt der gegenwärtige Stand der Forschung m. E. nicht zur Annahme mehrfacher vertikaler Schwankungen des festen Landes oder Meeresspiegels bei Bornholm. Es scheinen dort lediglich Anzeichen eines um 8—10 m sinkenden postglazialen Wasserspiegels und eines Absinkens und Abradierens von ehemaligem Lande zwischen Bornholm und Pommern vorzuliegen.

Man sieht, daß auch diese Ergebnisse der Nachprüfung und Ergänzung bedürfen. Sicheres kann nur eine sorgfältige Aufnahme aller einzelnen Anzeichen von Strandverschiebungen in dieser Gegend erbringen.

## II. Ursachen der Strandverschiebung.

Solange man nach den unrichtigen Angaben bei FORCHHAMMER eine höhere Lage von marinen Strandwällen an der Nordküste von Bornholm annahm und die großen Unterschiede in der Höhenlage der rezenten Strandbildungen nicht kannte, mußte BRAUN (a. a. O., S. 196) folgerichtig eine junge Schrägstellung der Insel annehmen. Sie ließ sich am einfachsten durch ungleichmäßige Hebung erklären.

Mit dem nachgeprüften und vermehrten Material meiner Untersuchungen ändert sich die Grundlage: Ein einziger Wasserstand von 8—10 m über dem heutigen erklärt die höchsten sicher festgestellten älteren Strandbildungen von Bornholm; mehrfache ungleichmäßige tektonische Schwankungen des festen Landes brauchen nicht stattgefunden zu haben; ein relatives gleichmäßiges Sinken des postglazialen Wasserspiegels sowie ein tektonisches Absinken der südlichen Festlandbrücke genügen zur Deutung der heutigen Verhältnisse.

Es kommt also nunmehr eine gleichmäßige tektonische Hebung der ganzen Insel um 8—10 m während des Postglazial in Frage, — oder aber ein eustatisches Sinken des ganzen Meeresspiegels der Erde um ebensoviel während der gleichen Zeit.

In mehreren Schriften habe ich den Standpunkt ausführlich begründet, daß mir selbständige Hebung großer Schollen festen Landes nur da denkbar erscheint, wo Anzeichen von kräftigem Seitendruck vorliegen. Insbesondere suchte ich nachzuweisen: Keine der vielen Hypothesen reicht zur Erklärung selbständiger (z. B. isostatischer) Hebung

solcher Schollen aus; eine so große Anzahl von Gegengründen steht ihnen entgegen, daß es erforderlich erscheint, auf die Annahme solcher Hebungen zu verzichten, sobald sich eine andere Erklärung für entsprechende geologische und geomorphologische Erscheinungen bietet<sup>1)</sup>. Ein heftiger Streit der Meinungen knüpfte sich an meine Studien<sup>2)</sup>, die ich allmählich über Süd- und Westdeutschland ausdehnte. Zu einem abschließenden Ergebnis konnten diese Erörterungen bei der Kürze der Zeit nicht führen. Um so mehr finde ich Veranlassung, meine Ansicht im Feld nachzuprüfen, und dazu bot Bornholm wieder Gelegenheit.

Auch Bornholm ist eine stark zerstückelte Scholle ohne kräftige Anzeichen von jungem Seitendruck, ähnlich wie die Alb, die südwestdeutschen Halbhorste, das Rheinische Schiefergebirge usw. Die Schrägstellung der mesozoischen Ablagerungen beim Hasle Kulvaerk, bei Bavnodde, Arnager usw. muß älter sein als die junge relative Senkung des Meeresspiegels. Denn sie wird bereits von der höchsten Abrasionsfläche diskordant durchschnitten und ebenso von den alten Strandsedimenten überlagert. Jüngere Anzeichen von kräftiger Schrägstellung oder Faltung, die auf Seitendruck schließen lassen, sind bis jetzt bei Bornholm nicht nachgewiesen.

Es wäre denkbar, daß das Absinken der Landbrücke südwestlich von Bornholm und die Bildung einer langen Graben-

<sup>1)</sup> W. KRANZ: Erwägungen über das nördliche Alpenvorland, Vulkanismus und Geotektonik. Jahreshefte Ver. vaterl. Naturk. Württ. 1906, S. 106 ff. — Hebungen oder Senkungen in Massengebirgen. Zentralbl. f. Min. usw. 1907, S. 494—498. — Bemerkungen zur 7. Auflage geol. Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Zentralbl. f. Min. usw. 1908, S. 617 f. und S. 651—659. — Geologische Probleme Süddeutschlands. Beilage der Münchener Neuesten Nachrichten 5. IX. 1908, Nr. 57. — Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 470—477. — Über Vulkanismus und Tektonik. Neues Jahrb. f. Min. usw. (im Druck).

<sup>2)</sup> ENGEL (SCHÜTZE): Geognost. Wegweiser Württ. 1908, S. 185. — BRANCA: Widerlegung mehrfacher Einwürfe usw. Zentralbl. f. Min. usw. 1909, S. 110—113 und 129—135. — C. REGELMANN: Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. Ber. 42. Vers. oberrhein. geol. Ver. 1909, S. 43—63. Zur Tektonik der Schwäb. Alb. Zentralbl. f. Min. usw. 1910, S. 307—313. — KRANZ: Erwiderung an Herrn C. REGELMANN. Zentralbl. 1911, S. 31 f. — VAN WERVEKE: Über einen angeblichen Zusammenschub usw. Mitt. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. 7. II. 1909, S. 166. — KRANZ: Über Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen. Zentralbl. f. Min. (im Druck). — C. MORDZIOŁ: Bericht Rheintalexkursion Geol. Vereinigung. Geol. Rundschau 1910, Bespr. S. 296.

versenkung nordöstlich der Insel<sup>1)</sup> einen Seitendruck auf den dazwischenstehenden Horst ausübte und diesen emporpreßte. Tatsächlich läßt die teilweise Schiefrigkeit sowie die mikroskopische Struktur des Granits auf Druckwirkung gegen den granitischen Kern der Insel schließen<sup>2)</sup>. Über das Alter dieser Druckwirkungen ist indessen nichts bekannt. Sie können ebensogut aus dem Postglazial wie aus einer der genannten älteren Dislokationsperioden stammen oder sogar noch weiter zurückliegen<sup>3)</sup>.

Auch sollte man erwarten, daß bei einer derartigen jungen Emporpressung der Insel die älteren Strandlinien in deren mittleren Teilen etwa auf der Achse Hasle—Nexö am höchsten liegen würden, an der NO- und SW-Küste am niedrigsten; aber das hat die Beobachtung nicht ergeben (vgl. die Textskizze Fig. 4). Keilförmige Hebung großer Schollen ohne Wölbung, wie man sie in Lehrbüchern abgebildet sieht<sup>4)</sup>, halte ich für ein Ding der Unmöglichkeit: Die ungeheure Reibung an den Begrenzungsflächen würde Verwerfungsspalten dort schließen, ein Aneinandervorbeigleiten verhindern und Faltung bzw. Wölbung auslösen. Will man also die jetzige hohe Lage der Bornholmer Strandlinien durch absolute Hebung festen Bodens erklären, dann bleibt nichts übrig, als den hierzu erforderlichen Seitendruck aus weiter Ferne zu holen, etwa aus einem jungen Absinken norddeutschen Flachlandes. Und Anzeichen für eine Senkung der südbaltischen Küsten während der Yoldia-, Ancylus- und Litorinazeit sind ja genügend vorhanden<sup>5)</sup>, wenn auch gegenwärtig eine allgemeine meßbare Verschiebung des norddeutschen Inlandes gegen das Mittelwasser der Ostsee mit Sicherheit nicht stattfindet. Zwar hat DEECKE neuerdings eine rezente allgemeine Hebung des ganzen Ostseegebietes behauptet<sup>6)</sup>, und nach R. LEPSIUS soll der ganze Westen Europas in jüngster historischer Zeit im langsamen Absinken begriffen sein<sup>7)</sup>. Dem widersprechen aber für die deutschen Küsten und

---

<sup>1)</sup> DEECKE: Geol. Führer Bornholm, 1899, S. 2 f., 5, 58, und Geol. v. Pommern 1907, S. 283.

<sup>2)</sup> DEECKE: Geol. Führer, S. 68.

<sup>3)</sup> DEECKE: Geol. Führer Bornh., S. 62.

<sup>4)</sup> Zum Beispiel E. KAYSER: Allg. Geol. 1909, S. 780, Fig. 596 a. — J. WALTHER: Vorschule der Geologie, 1910, S. 144 f.

<sup>5)</sup> KRANZ: Hebung oder Senkung des Meeresspiegels. N. Jahrb. Min. usw. 1909, S. 599, nach DEECKE und KAYSER. — DEECKE: Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 194 ff. u. a.

<sup>6)</sup> DEECKE: a. a. O., Geogr. Zeitschr. 1910, S. 198, 206.

<sup>7)</sup> LEPSIUS: Geol. v. Deutschland II, 1910, S. 518.

für das südlichste Schweden die einwandfreien Messungen von SEIBT, WESTPHAL, ROSÉN und FINEMAN vollkommen<sup>1)</sup>.

Ebenso beruht die Vermutung, daß in der hercynischen Spaltengruppe, welche Vorpommern und Rügen beherrscht, zurzeit ein vollkommener Ruhezustand nicht vorhanden sei, auf einer mißverständlichen Auffassung der Abrasionserscheinungen und ihrer Folgewirkungen auf Hiddensee<sup>2)</sup>.

Mit der Annahme eines Seitendruckes gegen Bornholm von Süden oder Südwesten her würden im großen und ganzen die Faltungen und Überschiebungen auf Möen, Hiddensee und Rügen<sup>3)</sup> sowie die Gestalt der postglazialen Isobasen in Skandinavien übereinstimmen<sup>4)</sup>. Nur könnte man fragen, warum lediglich der jetzige Inselteil von Bornholm gehoben, seine Umgebung aber abgesenkt wurde bzw. stehen blieb. Auch gehen die nach DE GEER konstruierten Isobasen etwas über die bis jetzt beobachteten rezenten Hebungen Schwedens hinaus. Nach P. G. ROSÉN findet gegenwärtig an der Ostküste Schwedens im nördlichen Teil des Bottnischen Busens bis zur Breite von  $62^{\circ} 22'$  eine jährliche Hebung von 11 mm statt; sie verringert sich auf 5 mm bis zur Breite von  $58^{\circ} 45'$  und beträgt in  $57^{\circ} 22'$  nur noch 2 mm. Von da ab südlich, dann an der Südküste Schwedens und im Sund an der Westküste bis zu  $56^{\circ} 3'$  wird keine Veränderlichkeit bemerkt, während im Kattegat von  $56^{\circ} 57'$  an bis  $58^{\circ} 56'$  wieder eine

---

<sup>1)</sup> W. SEIBT: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde I, 1881, und II, 1890. — A. WESTPHAL: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde usw. 1900. Veröffentl. Kgl. Preuß. Geodät. Inst. Berlin. — KRANZ: N. Jahrb. Min. usw. 1909, S. 598 ff. — In der „Wendenstadt Vineta“ hat LEPSIUS blühende Sage gegen trockene Wissenschaft eingetauscht, und DEECKE verwechselt dort Abrasion mit Senkung, ebenso wie an den deutschen Nordseeküsten junge Abrasion ohne rezente tektonische Bewegungen zur Erklärung der Morphologie genügt. — Vgl. auch DEECKE: Große Geschiebe in Pommern. 11. Jahresber. d. Geogr. Ges. z. Greifswald (1907—08) 1909, S. 14, wo er selbst das Vinetariff richtig als „vollständig denudierten Geschiebemergelkern“ erklärt.

<sup>2)</sup> GERMELMANN: Zentralblatt der Bauverwaltung 1908, S. 185. — ELBERT: Leuchtturm auf Hiddensee. 10. Jahresber. d. Geogr. Ges. z. Greifswald 1906. — Briefliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. JAEKEL.

<sup>3)</sup> USSING: Dänemark. Handb. d. Regional. Geol. 1910, 1, 2. — J. ELBERT: a. a. O. — DEECKE: Geol. Führer Pommern, 1899, und Geol. Pomm. 1907. — JAEKEL: Steilufer der Rügener Kreide. Diese Monatsber. 1908, S. 229 f.; ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Monatsber. 1910, S. 605 ff.

<sup>4)</sup> Vgl. E. KAYSER: Lehrb. d. Allg. Geol. 1909, S. 767, Fig. 593. — DE GEER: Om Skandinavians nivåförändringar under Quartärperioden. Geol. Förening. Förh. X, 1888, S. 367; XII, S. 62.

jährliche Hebung von 5 mm beobachtet ist<sup>1)</sup>. Diese Ergebnisse bezeichnete ROSÉN vor 10 Jahren als vorläufige. Sein Sohn, Herr Prof. KARL ROSÉN, teilte mir im September 1910 freundlichst mit, daß sie seit 1900 keine Untersuchungen über das Mittelwasser oder die Hebungen in Schweden fortgesetzt haben, und verwies mich diesbezüglich an Herrn Dr. C. G. FINEMAN, den Direktor des Königlichen Nautisch-Meteorologischen Bureaus in Stockholm. Für dessen eingehende Mitteilungen über Neuvermessungen der Wassermarken gestatte ich mir auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

FINEMAN stattete dem Seeminister am 2. Juli 1909 zwei Berichte über die im Jahre 1909 ausgeführten Nivellements an der nördlichen Westküste von Bohus ab<sup>2)</sup>; er stellte mir gleichfalls einen Auszug aus seinem Bericht zur internationalen Erdmessung, 1909, zur Verfügung<sup>3)</sup>. Daraus geht hervor: Der Tangrand, d. h. der horizontale Rand, den die höchsten Anhaftpunkte der Individuen von *Fucus vesiculosus* an den Uferfelsen markieren, nimmt eine konstante Lage im Verhältnis zum Mittelwasserniveau des betreffenden Ortes ein. Zu diesem Tangrand wurden Wassermarken an den Inseln Nordkoster (Breite 58° 53' 8"), Södra Långö (Breite 58° 56' 8") und Södra Helsö (Breite 58° 57' 2") von FINEMAN 1909 einnivelliert. Die Lage derselben Wassermarken zum damaligen Tangrande war früher in den Jahren 1847, 1867 und 1886 zuverlässig bestimmt worden. Als mittlere jährliche Landhebung wurde festgestellt<sup>4)</sup>:

Für die Periode	Nordkoster	Södra Helsö	Södra Långö
1847—1867	—	0,45 cm	0,59 cm
1867—1886	—	0,31 -	0,31 -
1886—1909	—	0,47 -	0,22 -
1867—1909	0,40 cm	0,40 -	0,26 -

<sup>1)</sup> A. WESTPHAL: a. a. O., 1900, S. 141, nach PER GUSTAF ROSÉN. — Vgl. KRANZ: N. Jahrb. Min. usw. 1909, S. 598. — Vgl. auch PENCK: Morphologie der Erdoberfläche, 1894, I, S. 427; II, S. 536—540. Nach PENCK bildet sich gegenwärtig eine flache Geoantiklinale, welche parallel der skandinavischen Westküste streicht und als ein Nachklang zu den Aufbiegungen erscheint, welche ganz Skandinavien gleich dem östlichen Nordamerika seit der Eiszeit erlitten hat. Man könnte diese Aufwölbung mit FRECH (Aus der Vorzeit der Erde, 1910, II, S. 22) als „ober-schlesische Phase der Faltung“ bezeichnen.

<sup>2)</sup> Originalberichte D. N. 211 und 212 des Kgl. Naut.-Meteorol. Bur. Stockholm 1909, 7 und 8.

<sup>3)</sup> Inzwischen veröffentlicht in den Verhandl. 16. Allg. Konferenz Internat. Erdmessung 1910, S. 300.

<sup>4)</sup> Ältere Angaben bei PENCK: a. a. O., II, S. 537, nach L. HOLMSTRÖM 1888.



Die Bestimmung der Lage des Tangrandes von Södra Långö war weniger sicher als die beiden anderen Bestimmungen, da der Tangrand von Södra Långö 1909 dünn und etwas unregelmäßig ausgebildet war und vom Eisgang im Sunde beschädigt zu sein schien. Auf Nordkoster und Södra Helsö wurden die Marken unbeschädigt und in voller Übereinstimmung mit den Zeichnungen und Beschreibungen HOLMSTRÖMS<sup>4)</sup> gefunden. Beide liegen auf Stellen mit besonders gut ausgebildetem Tangrande, auf sehr steilen Klippen, das Helsö-Zeichen so gut wie am offenen Meer, das Nordkoster-Zeichen eine knappe Minute davon im Kstersund. Hiernach ergibt sich eine überraschend gute Übereinstimmung in den Ergebnissen der Messungen; während der letzten 62 Jahre hat eine sehr gleichmäßige Hebung des Landes im Verhältnis zum mittleren Meeresniveau an dieser Küstenstrecke stattgefunden, nämlich um durchschnittlich 4 mm jährlich (entsprechend den beiden zuverlässigsten Punkten). Mit der betreffenden Angabe von ROSÉN (5 mm) stimmt dies in Anbetracht der kürzeren Beobachtungszeit gut überein.

Die Untersuchungen werden der gleichen Mitteilung Herrn FINEMANS zufolge sobald wie möglich zu allen alten Wassermarken der Westküste Schwedens ausgedehnt und sind bereits in Angriff genommen, aber noch nicht so weit geführt, daß sich etwas darüber mitteilen läßt. Die erste Untersuchung bezieht sich auf die Lage des Tangrandes unter dem mittleren jährlichen Niveau der Meeresoberfläche; die zweite soll die erwähnte Einnivellierung aller alten Wassermarken an der Westküste Schwedens umfassen und wird wohl im Sommer 1911 durchgeführt werden. Die gesamte Wissenschaft darf den Ergebnissen mit Spannung entgegensehen und wünschen, daß sie auch auf die übrigen Küsten Schwedens, Norwegens und Finnlands ausgedehnt werden.

Nach dem jetzigen Stand der Forschung muß man also sagen: Die Bornholm zunächstliegenden Küstenstrecken Skandinaviens befinden sich gegenwärtig in vollkommener Ruhe; weder Hebung noch Senkung zum Mittelwasserspiegel findet statt.

Im allgemeinen stimmen mit der rezenten Landhebung auch die seismischen Erscheinungen Schwedens überein. Nur findet sich Bornholm gegenüber im südöstlichen Schonen eine Erdbebenzone, während der Rest von Schonen ziemlich aseismisch ist<sup>2)</sup>.

<sup>4)</sup> LEONARD HOLMSTRÖM: Om strandliniens förskjutning a Sveriges kuster. Verh. Königl. Schwed. Ak. Wiss. XXII, Nr. 9.

<sup>2)</sup> R. KJELLÉN: Die schwedischen Erdbeben. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 493 ff.



Im einzelnen kommt hierbei ferner die Tektonik von Schonen und des Landstrichs westlich vom Kalmarsund in Betracht. Die nordwest-südöstlichen Dislokationen in Schonen mit ihrer Graben- und Horstbildung setzen augenscheinlich schräg durch die südliche Ostsee nach Mitteleuropa fort, begrenzen die NO- und SW-Küste von Bornholm, finden in zahlreichen Verwerfungen dieser Insel selbst ihre unmittelbare Verlängerung und bilden auf ihrem weiteren Verlauf durch Mitteleuropa den SW-Rand des russisch-baltischen Schildes<sup>1)</sup>. Bei diesen tektonischen Linien sind Anzeichen von Seitendruck vorhanden. Der cretaceische Boden des südwestlichen Schonens ist z. B. deutlich gefaltet mit einem Sattelrücken von Limhamn im NW nach Ö.-Torp (östlich von Trelleborg) im SO; auch in der jetzigen Grenzlinie zwischen der Kreide des südwestlichen Schonens und den älteren Systemen scheint eine Sattelspalte vorzuliegen. HENNIG hält aber diese Dislokationen für tertiär, und im allgemeinen läßt der Bau Schonens wenig auf Hebung, vorwiegend auf Senkungen schließen<sup>2)</sup>.

Im südöstlichen Schonen liegt die marine Grenze der Yoldiazeit in der Gegend von Simrishamn nach DE GEER und NATHORST 21 m über dem jetzigen Meer; gegen Norden steigt sie bis Blekinge allmählich auf 59 m; ein großer Teil Schonens lag auch damals trocken<sup>3)</sup>. Die Litorina-Senkung folgt den Küsten der Yoldiazeit, aber in beschränkterer Verbreitung<sup>4)</sup>. Zwischen beiden Perioden muß dort also schon eine relative Senkung des Meeresspiegels vor sich gegangen sein, und die tektonischen postglazialen Bewegungen bewirkten eine Schrägstellung des festen Bodens mit Einfallen nach S, was aufs intimste mit der postglazialen Landeserhebung Skandinaviens zusammenhängt<sup>5)</sup>. Absolute Hebung großer Schollen muß dabei entsprechend dem heute in gleicher Weise stattfindenden Ansteigen

<sup>1)</sup> A. HENNIG: Geol. Führer durch Schonen, 1900, S. 161 f. — DEECKE: Geol. Führer Bornholm, 1899, S. 61 ff., und Geol. v. Pommern, 1907, S. 283. — Å. TORNQUIST: Die Feststellung des Südwestrandes des russisch-baltischen Schildes usw. Schriften der Phys.-ökonom. Ges. 49, I, 1908. Königsberg, besonders Kärtchen S. 10 (Sonderabdruck). — BRAUN: a. a. O., S. 170. — W. ULE: Die Insel Bornholm. Geogr. Zeitschr. 1910. S. 242. — N. V. USSING: Dänemark. Handb. d. Regional. Geol. I, 2, 1910, besonders Kärtchen Fig. 1 u. 8. — E. SUESS: Antlitz der Erde II, 1888, S. 61—63. — Magnetische Störungszone, Naturwiss. Wochenschr. 1910, S. 763.

<sup>2)</sup> HENNIG: a. a. O., S. 161 f.

<sup>3)</sup> HENNIG: a. a. O., S. 102 f.

<sup>4)</sup> HENNIG: a. a. O., S. 110.

<sup>5)</sup> HENNIG: a. a. O., S. 103. — E. KAYSER: Allg. Geol. 1909, S. 767, Fig. 593.

Schwedens angenommen werden; nur läßt sich vorläufig nicht sagen, ob die ganze Heraushebung damit erklärt werden muß.

Auch zur Tektonik des Landes westlich vom Kalmarsund steht der Bau Bornholms in nahen Beziehungen. Anscheinend begrenzt die Bruchlinie, welche in Smaland das Gneisgebiet vom Granitareal scheidet, in der allgemeinen Linie Wettersee—Mjellby-Halbinsel—Rönne auch die Westküste von Bornholm; und in Verlängerung des Bruchs, der nahe westlich vom Kalmarsund das Cambrium von den krystallinen Gesteinen trennt, liegt die Ostküste von Svanike bis Dueodde. DEECKE verlegte die Bildung dieser tektonischen Linien früher in die Zeit zwischen Cambrium und Lias („wahrscheinlich aber altpaläozoisch“); es wäre indessen nicht ausgeschlossen, daß auch hier sehr junge Bewegungen wieder erwacht sind, welche mit der Entstehung des Wettersees, der Oeländer Spaltenserie und Gotlands in Zusammenhang stehen könnten<sup>1)</sup>. Auf Bornholm selbst dürfte mit einiger Sicherheit nur der Teil der Grenzlinie zwischen Granit-Kreide (östlich) und Rät-Lias (westlich), welcher die Westküste etwa von Helligpeder bis zu den Rönner Kaolinbrüchen begleitet, zu dieser tektonischen Serie gehören. Die geraden Spaltentäler der Insel streichen NO und fallen damit aus den Smaländer Bruchsystemen heraus. Letztere weisen in ihrer Verlängerung auf die gleich gerichteten Linien Pommerns, entlang der Dievenow und unteren Oder sowie an beiden Steilufern der Swinepforte, und auch hier scheinen junge Bewegungen stattgefunden zu haben<sup>2)</sup>.

Kürzlich ging DEECKE aus rein theoretischen Gründen über diese auf Beobachtungen gestützten Vermutungen weit hinaus; hier möchte ich nur kurz berühren, was die Umgebung von Bornholm betrifft<sup>3)</sup>: DEECKE nimmt tektonische Beziehungen zwischen den Ostseegebieten und dem Rheintal an, weil die diluvialen rheinischen Vulkane zeitlich mit den norddeutschen Bodenbewegungen verbunden sind<sup>4)</sup>; mit dem gleichen Recht oder Unrecht könnte man die rezente Hebung Skandinaviens

<sup>1)</sup> DEECKE: Geol. Führer Bornholm 1899; S. 61f. Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 194. — W. ULE: Die Insel Bornholm. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 242. — E. SUSS: Antlitz der Erde II, 1888, S. 60, 64. — Geologisk Öfversiktskarta öfver Sveriges Berggrund. Generalstabens Litografiska Anstalt Stockholm 1901. S. G. U., Ser. Ba., Nr. 6. 1:1500000. Vergl. auch JAEKEL: Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. S. 609—615.

<sup>2)</sup> DEECKE: Geol. Pommern, 1907, S. 282.

<sup>3)</sup> Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee, II. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 199—206.

<sup>4)</sup> Briefliche Mitteilung.

oder Labradors mit den Eruptionen irgendeines Vulkans in Beziehung bringen, wenn nur die „wichtigen Radien“ oder „gewisse Winkel“ vorhanden sind, die man auf dem Papier bei noch so heterogenen tektonischen Elementen konstruiert. Ebenso fehlt doch für ein intimeres tektonisches Verhältnis zwischen Wettersee, Blekinger Südküste, Oderbruch, Bodensee und Plattensee jeglicher auf Beobachtung beruhender Argwohn. — Die östliche und westliche Uferstrecke Gotlands bilden nach DEECKE einen Winkel von  $30^0$ , dessen Mittelpunkt im Oderbruch bei Küstrin liegt, und dieser soll einer der Ausgangspunkte für die Tektonik der ganzen Ostseeländer sein. Ein dementsprechendes Bruchsystem ist nun zwar längs den Ostküsten von Götland und Bornholm sowie entlang der Dievenow und unteren Oder vorhanden, an der westlichen Uferstrecke Südschwedens aber bis jetzt noch nicht nachgewiesen. Die Verwerfung im nördlichen Teil des Sundes ist ein Glied der Brüche Schonens in hercynischer Richtung und berührt keinesfalls die Küstriner Gegend<sup>1)</sup>, und die sonstigen in Frage kommenden Linien folgen nach DEECKES eigenen Forschungen am Haff, bei Rügen und den dänischen Inseln der gleichen Richtung, ohne das Oderbruch oder die Westküste Südschwedens auch nur zu streifen<sup>2)</sup>. M. E. muß man mit der Annahme tektonischer Beziehungen zwischen weit entfernten Punkten recht vorsichtig sein und darf sich hierbei nur auf Nachweis durch Beobachtungen stützen. Jedenfalls vermag auch die Abrasion und Anschwemmung des Meeres Küstenlinien sowohl an Steilufern wie in Dünenbildungen in kurzer Zeit ohne tektonische Beeinflussung derart zu verschieben, daß sich „gewisse Winkel“ nicht mehr konstruieren lassen, ohne den tatsächlichen Verhältnissen Gewalt anzutun, und auf diese schwache Seite seiner Hypothese hat ja DEECKE selbst hingewiesen<sup>3)</sup>.

Nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung muß man also sagen: Bornholm ist ein Teil der Bruchzone am südlichen Rande Fennoskandias, als echter Horst aus einer eingebrochenen Tafel durch Spaltensysteme inmitten ringsum abgesunkener Gesteinsmassen herausgeschnitten<sup>4)</sup>. Und wenn hier und da immer noch von

---

<sup>1)</sup> USSING: Dänemark, Handbuch Regional Geol. 1, 2, 1910, S. 2 u. 3. — HENNIG: a. a. O., Geol. Karte.

<sup>2)</sup> DEECKE: Geol. Pommern, 1907, S. 84 u. 283f. — TORNQVIST: a. a. O., S. 9f.

<sup>3)</sup> Geogr. Zeitschr. 1910, S. 202f.

<sup>4)</sup> DEECKE: Geol. Führer Bornholm, S. 61ff. — W. ULE: Die Insel Bornholm. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 242. — USSING: a. a. O., S. 27.

„bisher doch mehr theoretisch konstruierten als beobachteten Horsten“ geredet wird<sup>1)</sup>, so darf man nur wünschen, daß sich die Gegner der Horste und Halbhorste in das Studium der Tektonik Bornholms, des Niederrheins oder der südwest-deutschen Massengebirge vertiefen.

Weiter läßt der jetzige Stand unseres Wissens erkennen: Eine absolute Hebung festen Landes erscheint bei Bornholm trotz seiner Horstnatur nicht ausgeschlossen, aber auch nicht nachgewiesen. Für und gegen die Annahme einer solchen Bewegung habe ich im vorigen Gründe zusammengestellt, deren Bewertung viel vom subjektiven Empfinden des einzelnen Forschers abhängen wird. Meines Erachtens fällt gegen eine solche Erklärung der hohen Strandlinien besonders schwer ins Gewicht: das Fehlen des Nachweises junger Anzeichen von kräftigem Seitendruck, das Fehlen rezenter Hebungen, die Gleichmäßigkeit der Bewegung trotz der Zerstückelung dieses Horstes. Daher erscheint mir erforderlich, auch die andere Erklärung der hohen Strandlinien von Bornholm zu skizzieren: Ein eustatisches Sinken des ganzen Meeresspiegels der Erde um 8 bis 10 m seit dem letzten Glazial. Nach SAMTER würden hierzu etwa 8000 Jahre zur Verfügung stehen, nach DEECKE erheblich mehr; G. ANDERSSON rechnet für den gleichen Zeitabschnitt 21000 Jahre, und andere Geologen gehen bis zu 25000 Jahren<sup>2)</sup>. Legt man ANDERSSONS Annahme zugrunde, so hätte sich der Meeresspiegel jährlich durchschnittlich um etwa 0,4 mm gesenkt, wobei aber noch ein periodisches schnelleres oder langsames Sinken je nach der Intensität bei Bildung neuer tektonischer Depressionen in Betracht zu ziehen wäre, entsprechend den vielfach beobachteten Steilrandbildungen zwischen älteren und jüngeren Strandterassen<sup>3)</sup>. Für die letzten 100 Jahre ist eine meßbare eustatische Verschiebung bisher nicht nachgewiesen.

Als Anfang 1908 Herr GNIRS (Pola) ein eustatisches Steigen des Meeresspiegels um  $1\frac{1}{2}$ —2 m innerhalb der letzten

---

<sup>1)</sup> K. OESTREICH: Die transsylvanischen Alpen, nach E. DE MARTONNE, Geogr. Zeitschr. 1909, S. 592.

<sup>2)</sup> M. SAMTER: Die Madüesee. Arch. f. Naturgesch. **71**, 1, 3, 1905, S. 24ff. — DEECKE: Geol. Pommern, 1907, S. 223. — J. STOLLER: Diese Zeitschr. 1910, S. 175, 187, nach ANDERSSON. — F. SOLGER: Geologie der Dünen. Dünenbuch 1910, S. 64. — NUSSBAUM: Die Täler der Schweizer Alpen. Schw. Alp.-Museum 1910, S. 93f.

<sup>3)</sup> Vgl. z. B. WITTICH: Strandlinien an der Südküste von Niederkalifornien. Globus **97**, 1910, S. 379.

2000 Jahre behauptete<sup>1)</sup>, suchte ich nachzuweisen, daß keine Veranlassung zu dieser Annahme vorliegt<sup>2)</sup>. „Wir dürfen viel eher annehmen, daß die von NEGRI, GNIRS und anderen beobachteten geringen positiven Niveauveränderungen an Küsten des Mittelmeeres auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind, als auf ein hypothetisches eustatisches Ansteigen des Meeresspiegels, soweit nicht vielleicht ein Teil der Beobachtungen durch Fehlerquellen hinfällig wird.“ Gerade das Mittelmeergebiet, aus dem GNIRS vorzugsweise sein Material zusammentrug, eignet sich als Zone junger Faltungen und Einbrüche größten Maßstabes am allerwenigsten zu derartigen Folgerungen, und auch die von den französischen und norddeutschen Küsten hierzu namhaft gemachten Punkte<sup>3)</sup> lassen viel eher tektonische Störungen vermuten als ein eustatisches Ansteigen des Meeresspiegels.

Aber auch zu den Schlüssen von LANGENBECK (Straßburg i. E.) mußte ich bei der gleichen Gelegenheit Stellung nehmen. Aus zahlreichen negativen Strandverschiebungen sehr jungen Alters und geringen Ausmaßes folgerte er 1907 ein geringes Sinken des Meeresspiegels im Gebiet des Indischen, Stillen und Atlantischen Ozeans für die jüngste geologische Vergangenheit<sup>4)</sup>. Ich hatte zunächst diesen Gedanken aufgegriffen<sup>5)</sup>, weil er mir zu natürlich erschien: Wenn sich der Erddurchmesser infolge der Zusammenziehung des glühenden Erdkerns verkürzt, wenn tatsächlich die Theorie vom Zusammenschrumpfen des Erdkerns richtig ist, dann muß im Lauf der Zeiten das Meerwasser in immer neu gebildete Depressionen abziehen, der Meeresspiegel langsam sinken, ein Gedanke, den ich neuerdings nach eingehenden Studien über die wichtigsten tektonischen Theorien

---

<sup>1)</sup> GNIRS: Mitt. Geogr. Ges. Wien 1908, H. 1 u. 2.

<sup>2)</sup> KRANZ: Hebung oder Senkung des Meeresspiegels? N. Jahrb. Min. 1909, Beil.-Bd. 28, S. 574—610.

<sup>3)</sup> Bei dieser Gelegenheit möchte ich meine Vermutung (a. a. O., S. 604) richtig stellen, daß die unteren von SCHÜTTE erbaggerten Wald- und Sumpfbildungen noch im Diluvium entstanden sein könnten: Das Vorkommen von Eiche, Linde und Erle weist vielmehr auf jüngerer, alluviales Alter des Waldtorfs, der wohl um die Wende Ancyclus—Litorinazeit gebildet wurde. (Vgl. STOLLER: Diese Zeitschr. 1910, S. 167 ff.) Die Senkungen an der Jademündung scheinen daher doch hauptsächlich während der Litorinazeit stattgefunden zu haben.

<sup>4)</sup> R. LANGENBECK: Der gegenwärtige Stand der Korallenrifffrage, Geogr. Zeitschr. 1907, S. 24—44 und 92—111.

<sup>5)</sup> KRANZ: Bemerkungen zur 7. Auflage der geol. Übersichtskarte von Württ. usw. Zentralbl. f. Min. usw. 1908, S. 655 ff.



weiter durchzuführen versuchte<sup>1)</sup>. 1909 schienen mir aber die Schlußfolgerungen von LANGENBECK nicht mehr genügend gesichert. Jene geringfügigen Strandverschiebungen konnten vielleicht auch auf Bewegung des Festen, Änderungen in den Gezeiten usw. zurückgeführt werden. „Der Große Ozean ist zwar als Ganzes ein uraltes Meergebiet, im einzelnen hat er aber seit dem Cambrium recht erhebliche Veränderungen erlebt. Der Atlantische Ozean und noch mehr der Indische Ozean haben auch als Ganzes die größten Umwälzungen erfahren<sup>2)</sup>. Noch im jüngeren Tertiär und Diluvium zeigen die Küstenlinien aller drei Meere stärkere Verschiebungen. Dementsprechend sind noch heute in den von LANGENBECK angeführten Gegenden mit negativer Nievauverschiebung mehrere Schütterzonen vorhanden: das Einbruchsbecken in der Mitte des Indischen Ozeans, die vulkanischen Hawai-Inseln, die jungen Faltenzonen der Kleinen Antillen, Philippinen und von Neu-Guinea. Andere der genannten Gebiete verhalten sich in dieser Beziehung anscheinend indifferent: Ceylon, das australische Barriereriff, die Paumotus und Sporaden, die Ellice- und Gilbert-Inseln, die Brasilianische Küste, die Bermuda-Inseln und Florida.“<sup>3)</sup>

Besonders die ungleiche Höhe der von LANGENBECK angeführten Strandlinien — 1 bis 6 m — mahnte mich 1909 zur Vorsicht. Aber ich muß nach meinen jetzigen Erfahrungen mit den ungleichen Höhen der rezenten Strandbildungen bei Bornholm zugeben, daß dieser Einwand hinfällig wird, besonders an offenen Ozeanküsten mit starken Gezeitenunterschieden; und die Schwierigkeit, selbständige Hebung des Festen bei zerstückelten Horsten zu erklären, hat mich nie schwanken lassen in der Annahme, daß während der langen Zeiträume der geologischen Entwicklungsgeschichte unserer Erde ein allmähliches eustatisches Fallen des Meeresspiegels sehr wohl stattgefunden haben kann, obgleich eine solche Bewegung für die Gegenwart, für die letzten 100 Jahre, wenigstens an den deutschen Küsten nicht nachgewiesen ist. Diese Ansicht habe ich mehrfach zu begründen gesucht<sup>4)</sup>.

---

<sup>1)</sup> KRANZ: Über Vulkanismus und Tektonik, N. Jahrb. f. Min. usw. (im Druck). — Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber., S. 470—477.

<sup>2)</sup> Vgl. auch E. DACQUÉ: Der Jura im Umkreis des lemurischen Kontinents. Geol. Rundschau 1910, Bespr., S. 148—168.

<sup>3)</sup> KRANZ: N. Jahrb. f. Min. usw. 1909, S. 609f.

<sup>4)</sup> KRANZ: Diese Zeitschr. 1910, Monatsber., S. 470ff. — Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. usw. (im Druck).



Für erwiesen halte ich diese Theorie keineswegs. „Auch hier hat die geographische, geologische und geodätische Forschung noch ein weites Feld, auf dem zahllose Zweifel zu klären sind, bevor an eine endgültige Lösung der so schwierigen Frage zu denken ist.“<sup>1)</sup> Auch LANGENBECK war sich sehr wohl bewußt, daß sein mühsam zusammengetragenes Material noch gering und weiterer Ergänzung bedürftig sei, um seine Vermutung wirklich zu beweisen. „Die Frage wird jedenfalls noch mancher Untersuchungen bedürfen, um spruchreif zu sein.“<sup>2)</sup>

Nach alledem scheint mir aber schon jetzt nicht ausgeschlossen, daß sich wenigstens teilweise die niedrigeren alten Strandlinien im Indischen, Stillen, Atlantischen Ozean, an den Küsten von Grönland<sup>3)</sup>, Island<sup>4)</sup>, Schottland<sup>5)</sup>, Skandinavien usw., wie überhaupt viele Anzeichen geringer sogenannter Hebung<sup>6)</sup> von Küsten nicht durch absolutes Steigen festen Bodens, sondern durch eustatisches Fallen des Meeresspiegels während der jüngeren geologischen Vergangenheit in ihrer heutigen höheren Lage zum Mittelwasser befinden. Wenn auch ein anderer Teil dieser Linien und „Hebungen“ mit Sicherheit durch Ansteigen des Festen entstanden ist, so liegt es doch nahe, eine so universelle Erscheinung nicht einseitig stets auf lokale Ursachen zurückzuführen.

Daß die alten Strandlinien von Bornholm einem eustatischen Sinken des Meeresspiegels ihre jetzige Lage verdanken, halte ich gleichfalls nicht für unmöglich. Hier kommen die engeren Verhältnisse der Ostsee in Betracht. An der Ostküste von Schweden findet unzweifelhaft rezente Hebung statt, sie beginnt aber nach den vorläufigen geodätischen Ergebnissen erst bei etwa 57° 20' n. Br. und steigert sich gegen Norden. Die Bornholm nächstbenachbarten Küsten von Schonen und Blekinge zeigen keine rezenten Niveauschwankungen, wohl aber ungleichmäßige ältere Strandverschiebungen, welche, wie erwähnt, auf relative Senkung des Meeresspiegels und postglaziale tektonische

---

<sup>1)</sup> KRANZ: a. a. O. 1909, S. 610.

<sup>2)</sup> Briefliche Mitteilung von Herrn Prof. LANGENBECK.

<sup>3)</sup> E. SUSS: *Textbook of the Earth II*, 1888, S. 451 ff., nach HOLM, STEENSTRUP, KORNERUP.

<sup>4)</sup> PJETURSS: *Handb. Regional. Geol.* 1910, IV, 1, S. 14.

<sup>5)</sup> A. GEIKIE: *Textbook of Geol.* 1903, S. 1324 f.

<sup>6)</sup> Vgl. z. B. G. BRAUN: *Reiseskizzen aus Frankreich*. *Geogr. Zeitschr.* 1910, S. 330 f., 333. — Viele Anzeichen von „Hebung“ und „Senkung“ bedürfen eingehender Nachprüfung.

Schrägstellung des festen Bodens mit Einfallen nach S, entsprechend den rezenten Hebungen des nördlichen Schwedens, schließen lassen. In Dänemark ist eine „Grenzlinie der postglazialen Hebung“ nachgewiesen, die im allgemeinen NW—SO vom Nissum-Fjord über Nordost-Fünen nach Nord-Falster streicht. „Sobald man, von Südwesten kommend, diese Linie überschreitet, stellen sich an den Küsten die ersten schwachen Anzeichen einer postglazialen Hebung ein; der Betrag der Hebung nimmt nach NO allmählich zu und erreicht in den nordöstlichsten Teilen Dänemarks 10—15 m, um jenseits des Sundes und des Kattegats noch mehr zu wachsen, ohne daß man an irgend-einer Stelle sprungweise Veränderungen zu konstatieren imstande gewesen ist.“<sup>1)</sup>

Während des letztverflossenen Jahrhunderts hat an den deutschen Ostseeküsten eine allgemein meßbare Verschiebung des Landes gegen das Mittelwasser des Meeres mit Sicherheit nicht stattgefunden. „Entweder befindet sich also an der preußischen Ostseeküste Meer und Land im Zustand zeitlicher Unveränderlichkeit der Höhenlage, oder ihre etwaigen Verschiebungen sind so gering, daß sie sich selbst mit den Mitteln moderner Präzisionsnivelements usw. nicht mehr nachweisen lassen“.<sup>2)</sup> Dagegen sind hier unzweifelhaft während der Litorinazeit, wahrscheinlich auch in der Ancylus- und Yoldiazeit schollenartige ungleichmäßige Senkungen großer Landstriche vorgekommen<sup>3)</sup>. Daß in der Ancylusperiode sowie nach der Litorinasenkung Hebungen festen Landes stattgefunden haben sollen, wird neuerdings lebhaft bestritten; man könnte Erscheinungen, welche auf geringe derartige Hebungen schließen lassen<sup>4)</sup>, soweit sie überhaupt einwandfrei nachgewiesen sind, auch durch eustatisches Sinken des Ostseespiegels erklären. Überhaupt gehen im einzelnen die Ansichten weit auseinander,

<sup>1)</sup> USSING: Dänemark, Handb. Regional. Geol. I, 2, S. 2f.

<sup>2)</sup> KRANZ: N. Jahrb. Min. 1909, Beil.-Bd. XXVIII, S. 601, nach SEIBT und WESTPHAL.

<sup>3)</sup> Vgl. u. a. KRANZ: a. a. O., S. 598ff., nach PHILIPPSON, DEECKE, KAYSER, SOLGER. — SPETHMANN: Ancylussee und Litorinameer im süd-westlichen Ostseebecken. Mitt. geogr. Ges. Lübeck 1906, S. 77, 83, 94, 95; Die physiographischen Grundzüge der Lübecker Mulde. Globus 1909, S. 309—314; Geologische Probleme in der näheren Umgebung Lübecks. Lübeckische Blätter 1909, Nr. 4. — LEPSIUS: Geol. von Deutschland II, 1910, S. 519.

<sup>4)</sup> GAGEL: Diese Zeitschr. 1909, Monatsber., S. 431, und Zentralbl. f. Min. 1910, S. 368. — SPETHMANN: Zentralbl. f. Min. 1910, S. 215 f. KRANZ: N. Jahrb. Min. 1910, Beil.-Bd. XXVIII, S. 599. — SPETHMANN: Die Lübecker Mulde und ihre Terrassen. Zentralbl. f. Min. 1907, S. 103.

und gründliche neue Untersuchungen sind erforderlich. Will man aber auch hier ein eustatisches Fallen des ganzen Meeresspiegels der Erde um 8—10 m seit dem letzten Glazial gelten lassen, dann wäre den einzelnen Senkungsbeträgen festen Landes dies Maß hinzuzufügen.

Übrigens steht noch keineswegs fest, ob alle südbaltischen Küsten diese älteren Senkungen mitgemacht haben. So führt DEECKE Geröllstrandwälle am Rande von hinterpommerschen



Fig. 5.

Greifswalder Oie, 1910. Südostufer.

Unten rezente Abrasionsterrasse über und unter Wasser,  
oben vielleicht (?) „gehobene“ alte Abrasionsfläche.

Phot. v. E. BRÖCHER, Swinemünde.

Mooren über dem Wasserspiegel an<sup>1)</sup>, die er auf „Hebung“ zurückführt. Vielleicht läßt sich ferner die eigentümliche Oberfläche der Greifswalder Oie durch Abrasion eines höher stehenden Meeres erklären, wenn das auch vorläufig eine unbewiesene Vermutung ist. (Vgl. Fig. 5.)

Es wäre denkbar, daß ein Teil der „größeren Kiesmassen“, welche J. ELBERT auf seiner geologischen Karte der Greifswalder Oie verzeichnet<sup>2)</sup>, den Ablagerungen eines solchen Meeres entspricht.

<sup>1)</sup> DEECKE: Geogr. Zeitschr. 1910, S. 198.

<sup>2)</sup> J. ELBERT: 8. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald (1900—03) 1904, Karte 3.

Ebenso macht die Oberfläche des Steilufers Hoff—Rewahl—Horst in Hinterpommern morphologisch den Eindruck einer „gehobenen“ Strandterrasse. Ob sie das in Wirklichkeit ist, bleibt aber zweifelhaft. Das Steilufer besteht aus mittlerem Geschiebemergel und stellenweise Untersenon<sup>1)</sup>. Auf der Terrasse darüber findet sich häufig geschichteter Sand, welcher z. T. interglazial sein könnte<sup>2)</sup>. Bisweilen handelt es sich aber um echte Dünen, die vielleicht bei einem mehrere Meter höheren Stand des Meeresspiegels entstanden sind. Denn heute findet sich am schmalen Abrasionsstrand unterhalb des Kliffs keine Spur von Dünenbildung. Erst beim Dorf Klein-Horst, wo der diluviale Inselkern allmählich unter dem Strand verschwindet<sup>3)</sup>, setzt gleichzeitig kräftige rezente Dünenbildung gegen Osten hin ein.

Im mittleren Ostseegebiet sowie an der Küste von Schonen hat das Litorinameer engere Grenzen gehabt als die vorhergehenden Wasseransammlungen<sup>4)</sup>. Schon dies würde auf eine eustatische Senkung des Meeresspiegels schließen lassen, wenn es nicht auch durch absolute Hebung der Küsten entstanden sein könnte. Nahezu auf der Mittellinie des ganzen Gebiets liegt nun Bornholm. Geht man lediglich von den Anzeichen **relativer** Hebungen aus, dann gehört die Insel noch in die Randzone der skandinavischen Hebungen<sup>5)</sup>. Nur würde ihr Ansteigen nicht 15 m<sup>6)</sup>, sondern höchstens 8—10 m seit dem letzten Glazial betragen.

Läßt man aber gelten, daß der Meeresspiegel eustatisch um ebensoviel in der gleichen Zeit gesunken sein kann, dann wäre Bornholm ein stehengebliebener Horst; ein großer Teil der niedrigeren Strandlinien Skandinaviens müßte nicht auf Hebung festen Landes, sondern auf Abzug des Meeres in neugebildete Depressionen zurückgeführt werden, und das allmähliche Verschwinden der dänischen alten Strandlinien gegen SW sowie die entsprechenden Anzeichen von Senkung an den deutsch-baltischen Küsten würden sich durch

<sup>1)</sup> DEECKE: Geol. Führer Pommern, 1899, S. 92, und Geol. Pomm. 1907, S. 86, 176 f.

<sup>2)</sup> DEECKE: a. a. O., 1899, S. 17 ff., und 1907, S. 184.

<sup>3)</sup> DEECKE: a. a. O., 1899, S. 93.

<sup>4)</sup> DEECKE: Geogr. Zeitschr. 1910, S. 196. — HENNIG: a. a. O., 1900, S. 102 und 110. KAYSER, Formationskunde, 1908, S. 649.

<sup>5)</sup> Vgl. die Karten bei KAYSER: Allg. Geol. 1909, S. 767, und USSING: Dänemark, Handb. Regional. Geol. 1910, I, 2, S. 2.

<sup>6)</sup> BRAUN: a. a. O., S. 181. — USSING: a. a. O., S. 28.

langsame Zunahme der Senkung festen Landes erklären. Welche von beiden Möglichkeiten die richtige ist, kann nur die Zukunft entscheiden, durch sorgfältige Aufnahme und kritische Bewertung aller Anzeichen von Niveauverschiebung und rezenter Strandbildungen sowie nach Ausdehnung der geodätischen Messungen über die ganze Erde<sup>1)</sup>. Wie nötig das ist, beweisen wieder die jüngsten Nachrichten von Senkungen im Maingebiet<sup>2)</sup>, über deren Art und Ausmaß durch Mangel an solchen Messungen jeder Anhaltspunkt fehlt. — Vielleicht ergibt sich dann später einmal, daß die theoretische Forderung nach allmählichem Sinken des Meeresspiegels seit uralten Zeiten im Gefolge der Kontraktion des Erdkörpers für die jüngere geologische Vergangenheit durch beobachtete Tatsachen bewiesen werden kann.

### 3. Über den Obsidian von Lóu, Admiralitäts-Inseln.

VON HERRN ARTHUR WICHMANN.

Utrecht, den 9. Dezember 1910.

In der soeben veröffentlichten Beschreibung des Obsidians von Lóu [St. George-Insel]<sup>3)</sup> wird dieses Vorkommen von O. STUTZER als neu bezeichnet, und ist der Sammler dieses Gesteines, O. PILZ, der Meinung, daß er der erste Europäer gewesen sei, der dieses Eiland betreten habe<sup>4)</sup>. Beide Angaben sind unzutreffend. Bereits vor einem Vierteljahrhundert teilte N. VON MIKLUCHO MACLAY mit, daß die Bewohner der Großen Admiralitäts-Insel den Obsidian von Lóu holten, um daraus Waffen und Werkzeuge anzufertigen<sup>5)</sup>. Mit Bezug hier-

<sup>1)</sup> KRANZ: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVIII, S. 607 f.

<sup>2)</sup> FITZAU: Geogr. Zeitschr. 1910, S. 401.

<sup>3)</sup> Der höchste 281 m hohe Gipfel liegt in 2° 24' S., 147° 23' O.

<sup>4)</sup> Über die Gesteine der Insel Lou. Diese Zeitschrift **62**, 1910, Monatsber., S. 586—589.

<sup>5)</sup> On Volcanic Activity on the Islands near the N. E. Coast of New Guinea and Evidence of Rising of the Maclay Coast in New Guinea. Proceed. Linn. Soc., N. S. W. IX, 1884, Sydney 1885, S. 965. Seine Vermutung, daß ein von ihm beobachteter Vulkanausbruch auf Lóu stattgefunden habe, hat sich nicht bestätigt.

auf besitzt das Vorkommen eine große Bedeutung, da das Material in ferne Gegenden verschleppt wird<sup>1)</sup>. Die Insel ist denn auch, wie R. PARKINSON mitteilt, von zahlreichen, tief in den Boden gehenden Schächten bedeckt<sup>2)</sup>.

Im Jahre 1899 wurde Lóu von G. THILENIUS besucht<sup>3)</sup>, der außer dem weit verbreiteten Obsidian, und zwar unter diesem liegend, Mikrogranit<sup>4)</sup> auffand. Seine Ansicht, daß der Obsidian von diesem durchbrochen worden sei, wird schwerlich aufrecht zu erhalten sein<sup>5)</sup>. Außerdem erwähnt THILENIUS noch toniges Roteisenerz und Pyrolusit. Der zweite europäische Besucher war P. PARKINSON, der das Eiland 1904 betrat und Gelegenheit hatte, die Herstellung der Obsidianklingen zu beobachten<sup>6)</sup>. Nebenbei möge erwähnt werden, daß ein weiteres Vorkommen dieses Gesteines auf dem in der Nähe liegenden, zu den Maitland-Inseln gehörenden Pom Lin [Klein-Pom] bekannt ist. R. VON BENNINGSEN<sup>7)</sup> und H. SCHNEE<sup>8)</sup> fanden bei ihrem Besuche am 24. Januar 1900 große Stücke von Obsidian, der ebenfalls verarbeitet wird. PARKINSON, der die Insel Poam nennt, bestätigte diese Angabe. Ein dritter Fundort befindet sich nach THILENIUS auf der St. Patrick-Insel, also Baluan und nicht Mok.

Der zweite Punkt betrifft die Zuweisung des in Rede stehenden Gesteines zu den Augitandesiten. Obwohl es seiner

---

<sup>1)</sup> So hatte J. S. KUBARY aus dem Vorkommen von Obsidianmessern auf der Insel Suf (Kanit- oder Anachoreten-Inseln) geschlossen, daß diese Insel vulkanischen Ursprungs sei. (J. D. E. SCHMELTZ und R. KRAUSE: Die ethnographisch-anthropologische Abteilung des Museums Godeffroy. Hamburg 1881, S. 446.) In Wirklichkeit ist sie nur eine niedrige Koralleninsel. Auch die in der Relation von GARCIA DE ESCALANTE ALVARADO erwähnten, und am 2. August 1545 an den Speeren der Bewohner der Luf[Hermit-]Inseln bemerkten „Feuersteinspitzen“ dürften aus diesem Obsidian gefertigt gewesen sein. (LUIS TORRES DE MENDOZA: Coleccion de documentos ineditos relativos al descubrimiento, conquista y organizacion de las antiguas posesiones españolas V, Madrid 1866, S. 158.)

<sup>2)</sup> Dreißig Jahre in der Südsee, Stuttgart 1907, S. 393.

<sup>3)</sup> Geologische Notizen aus dem Bismarck-Archipel. Globus 78, Braunschweig 1900, S. 202.

<sup>4)</sup> Nach der Bestimmung von C. A. TENNE.

<sup>5)</sup> Ethnographische Ergebnisse aus Melanesien. Nova Acta, Abhandl. Leop. Carol. Akademie 80, 1903, S. 110, 147.

<sup>6)</sup> Ein Besuch auf den Admiralitäts-Inseln. Globus 86, 1905, S. 238.

<sup>7)</sup> Strafexpedition nach Neumecklenburg und den Admiralitäts-Inseln. Deutsches Kolonialblatt XI, Berlin 1900, S. 431.

<sup>8)</sup> Über Ortsnamen im Bismarck-Archipel. Mitteil. von Forschungsreisenden aus den Deutschen Schutzgebieten XIV, Berlin 1901, S. 241.



äußeren Beschaffenheit nach einem Rhyolithobsidian gleicht, folgert STUTZER aus dem mikroskopischen Befunde, daß man es mit einem Augitandesitobsidian zu tun habe. Dieser Schluß erscheint mir in keiner Weise zwingend, um so weniger als die sphärolithischen Ausscheidungen auf ein saures Gestein hinweisen. Es ist außerdem in der petrographischen Literatur zur Genüge bekannt, daß Pyroxene und Plagioklase auch in rhyolithischen und dacitischen Gläsern eine weite Verbreitung besitzen. Aufschluß über die Zugehörigkeit des Gesteins von Lóu zu der einen oder anderen Gruppe vermag ausschließlich die noch ausstehende chemische Analyse geben.

Nachschrift während des Drucks. Verabsäumt wurde oben zu erwähnen, daß die „Natuna“-Expedition Lóu und Baluan am 11. September 1909 besuchte (Zweiter Bericht des Kapitäns O. STOLBERG über die Expeditionsreise des Norddeutschen Lloyd-Dampfers „Natuna“ in der Südsee i. J. 1909. Beiträge zur Küstenkunde, Nr. 1, Berlin 1910, S. 13).

---

#### 4. Das Alter der Madüe-Terrassen.

Von Herrn F. W. PAUL LEHMANN.

Stettin, den 10. Januar 1911.

Über die Madüe und besonders über ihre hochinteressante Reliktenfauna verdanken wir SAMTER und WELTNER verschiedene Abhandlungen (Archiv für Naturg., 71. Jahrg., Bd. I, Berlin 1905). SAMTER weist auf Terrassen hin, die den 14,1 m hoch gelegenen Seespiegel um 0,4 und 0,9 und 2,4 m überragen. Er macht den Versuch, sie mit der Yoldia-Epoche und KEILHACKS Haffstausee-Terrassen in Verbindung zu bringen. Der ältesten gibt er ein Alter von 6000 Jahren. Ich kann ihr nur 141 Jahre zuweisen; sie gehört in die „Alte Fritz-Zeit“. Ihr Geburtsjahr ist das Jahr 1769; bis dahin war sie der Ufersaum des künstlich um ungefähr 8 Fuß gesenkten Sees. 3660,49 ha (umgerechnet aus Morgen) Land wurden in der Meereshöhe von 14,1—17 m gewonnen und besiedelt, wie es nach den auch SAMTER bekannten Madüe-Akten des Stettiner Geh. Staatsarchivs Direktor PETER WEHRMANN im Programm des Bismarcksgymnasiums zu Pyritz 1897 einsichtig dargestellt

hat. Hart am Ufer des bis 1769 fast 7400 ha großen Sees lagen in über 17 m Meereshöhe die in den Urkunden des 13. und 14. Jahrhunderts erwähnten Ortschaften, auch das alte Seelow, während das neue bis auf die neben der alten Dorfstraße noch heute stehende Kirche dem See nachgerückt ist. Die innerhalb der 1 m-Grenze, also unter 15 m Meereshöhe, liegenden Wassermarken, ober- und unterhalb deren sich naturgemäß Madüe-Muscheln finden, sind jünger als 1769, sie sind in den alten, lockeren Seeboden eingeschnitten und Spuren der wechselnden Wasserstände des gelegentlich mit stattlichen Wellen an die Ufer klatschenden Sees. 1910 betrug die Schwankung des Wasserstandes nur 41 cm, 1897 dagegen 73 cm. Sie muß 1888 noch bedeutend größer gewesen sein. Die Madanzig-Wiesen im S von Seelow wurden überschwemmt, und der Abfluß des Sees wurde 1895, um ähnlichen Übelständen vorzubeugen, vertieft.

Daß der See in prähistorischen Zeiten einmal etwas tiefer gelegen hat als heute, geht daraus hervor, daß unter den flachen, jetzt nicht mehr ausgebeuteten Torflagern der Madanzig-Wiesen auf einem Boden von etwa 12 bis 13 m Meereshöhe wurzelnde Baumstubben gefunden wurden. Vielleicht war der See zur Zeit des größten Tiefstandes der Ostsee auf die lange, tiefe Rinne beschränkt und ist dann später etwas angestaut, weil sein Abfluß versandete, verwuchs und durch Fischwehre prähistorischer Anwohner verbaut wurde. Schon DENSO (Monatl. Beiträge zur Naturkunde, 3. Stück, März 1752, Berlin), der entgegen MICRÄLIUS auffallend richtige Anschauungen von den Tiefenverhältnissen des Sees hatte (z. B. 26 Klafter in der Gegend von Klein-Küssow), schloß aus den Baumstubben, daß der See einmal nicht so groß gewesen sei, während er in den Maränen Relikten einer ursprünglichen Verbindung mit der Ostsee vermutet.

Wenn die viel erörterten und umstrittenen Pfahlbauten bei Lübtow am Ploenesee den heutigen Seespiegel überragen, so hat das mit den Madüe-Terrassen gar nichts zu tun. Der Ploenesee ist durch Vertiefung seines Abflusses um 2 m künstlich gesenkt.

---

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 2.

1911.

Protokoll der Sitzung vom 1. Februar 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Sitzung vom 4. Januar 1911. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende macht Mitteilung vom Ableben des Mitgliedes der Gesellschaft, Herrn Dr. med. FRIEDRICH LANDWEHR in Bielefeld. Die Anwesenden erheben sich zu seinem Andenken von den Plätzen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

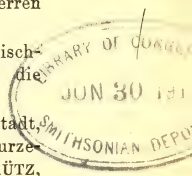
Herr Admiralitätsrat Dr. P. SCHERBER, Berlin W 15, Lietzenburger Str. 5 pt., vorgeschlagen durch die Herren HARBORT, RAUFF, ZIMMERMANN.

Herr cand. geol. AXEL BORN, Göttingen, Geologisch-Paläontologisches Institut, vorgeschlagen durch die Herren POMPECKJ, SALFELD, WEDEKIND.

Herr Bergreferendar ERNST FULDA, zurzeit Halberstadt, Sedanstr. 2, ständige Adresse: Sangerhausen, Kurze-feld 1, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, SCHÜTZ, E. ZIMMERMANN.

Das *Geologisch-Paläontologische Institut und Museum der Universität Berlin*, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen durch die Herren BRANCA, STREMME, V. STAFF.

Herr M. v. KOMOROWICZ, Charlottenburg, Suarezstr. 32, vorgeschlagen durch die Herren BRANCA, RECK, STREMME.



Freifräulein ADDA v. HELLDORF, zurzeit Dresden, vorgeschlagen durch die Herren F. ZIRKEL, H. CREDNER, R. REINISCH.

Herr cand. phil. AUGUST KUMM, Mühlhausen i. Thür., Obere Johannisstr. 27, vorgeschlagen durch die Herren BROILI, ROTHPLETZ, REISER.

Herr cand. rer. nat. KARL WILLMANN, Freiburg i. B., Hildastr. 40, vorgeschlagen durch die Herren BROILI, ROTHPLETZ, REISER.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Schriften vor.

Herr KARL WALTHER in Montevideo sprach über **das krystalline Grundgebirge in der Umgebung von Montevideo (Uruguay)**. Mit 10 Textfiguren.

In einer gewisse Sandsteinbildungen des Nordens der Republik Uruguay betreffenden Abhandlung, die sich beim Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. im Druck befindet, habe ich u. a. auf den Gegensatz der geologischen Verhältnisse hingewiesen, wie er sich zwischen Süden und Norden des Landes ausprägt — hier im wesentlichen krystalline Schiefer nebst Intrusivgesteinen, dort sandig-tonige Sedimente vielfach in Wechsellagerung mit Eruptivgesteinsdecken diabasisch-melaphyrischen Charakters, ein Komplex, der die erstgenannten Bildungen überlagert.

Schon die Umgebung von Montevideo, der Hauptstadt des Landes, bietet dem Geologen eine Fülle interessanter Beobachtungen, in erster Linie nach der petrographischen Seite hin. Die geologischen Bildungen gliedern sich dort ohne weiteres in zwei große Teile, das krystalline Grundgebirge und dessen diluviale Bedeckung. Von der letzteren war schon früher die Rede<sup>1)</sup>; es wurde dort gezeigt, daß die Absätze rein nach petrographischer Beschaffenheit sich in zwei Horizonte gliedern, deren unterer nur ganz lokal zu beobachten ist und, wie es scheint, auf Senkungen in der Oberfläche des welligen krystallinen Untergrundes beschränkt bleibt. Es wurde angegeben, daß die Mächtigkeit der diluvialen Lehmdecke selten beträchtlich ist, woraus sich zahlreiche Hervorragungen krystalliner Gesteine erklären. Sie treten in der Stadt Montevideo selbst

---

<sup>1)</sup> K. WALTHER: El Diluvio en los alrededores de Montevideo. Revista del Instituto de Agronomía en Montevideo, Nr. 5, S. 263. (Referat im Geologischen Zentralblatt.)

verschiedentlich direkt an die Oberfläche oder werden bei Ausschachtungen häufig freigelegt.

Lassen Sie uns nun zunächst die für das Studium des kristallinen Grundgebirges wichtigsten Aufschlüsse nach der

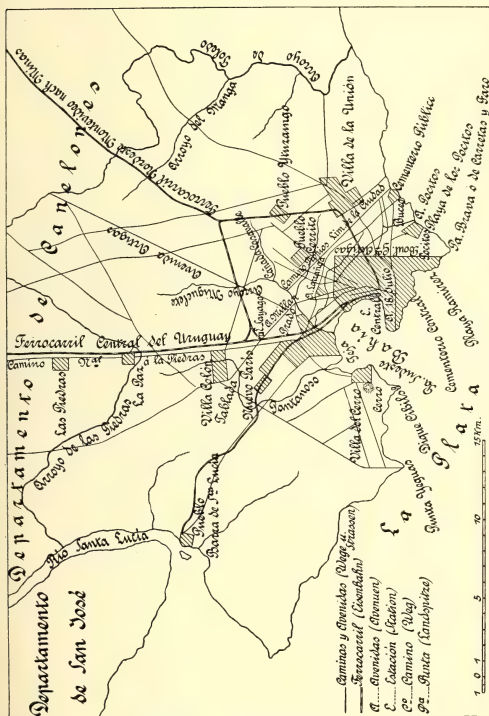


Fig. 1.  
Übersichtskarte von Montevideo.

Karte feststellen, um damit einen Überblick über die Gestaltung der Oberfläche zu gewinnen<sup>1)</sup>. Der höchste Punkt in

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu das Übersichtskärtchen Fig. 1 (nach L. C. BOLLO: Geografía de la Rep. Oriental del Uruguay, Montevideo 1907), auf das bei weiteren Veröffentlichungen stets Bezug genommen werden soll.

der Umgebung der Stadt Montevideo und zugleich des gleichnamigen Departements ist der Cerro (d. h. Berg), eine nur ungefähr 150 m hohe kahle Erhebung, welche die Einfahrt in den Hafen flankiert. Während die Berghänge zum großen Teil mit lehmigen Absätzen oder Schuttmassen bedeckt sind, erscheint gegen den Gipfel zu, der von einer kleinen Veste gekrönt wird, in rauen Felsmassen hervortretend, ein gleichmäßig feinkörniges amphibolitisches Gestein von schwarzgrüner Farbe. Es ist teilweise stark schieferig ausgebildet, bei ost-westlichem Streichen (s. Fig. 2). Losgelöste Platten, welche die Hänge bedecken, geben, mit dem Hammer angeschlagen, häufig einen hellklingenden Ton, woraus sich die volkstümliche Gesteinsbezeichnung „*piedra de campana*“ (Glockenstein) sowie der Gedanke herleiten, daß man es mit Phonolith zu tun habe — eine Annahme, die, wie wir sehen werden, völlig haltlos ist.

Ganz das gleiche Gestein findet sich — worauf bemerkenswerterweise bereits CH. DARWIN hingewiesen hat — an und auf dem Cerrito (d. h. kleiner Berg) im Norden der Stadt, wo es in ziemlich ausgedehnten Brüchen zu Schottermaterial gewonnen wird. Aber auch zwischen Cerro und Cerrito am Arroyo (d. h. Bach) Miguelete und dessen Seitenarmen tauchen an verschiedenen Stellen kleine isolierte Partien des Gesteines aus der Lehmdecke hervor, meist allerdings stark verwittert, wobei sich der bedeutende Gehalt an eisenhaltigem Mineral in lebhaft gelben und roten Farbentönen verrät. In der eigentlichen, nach amerikanischer Sitte schachbrettartig angelegten Stadt und in der Nähe des sie umgebenden Boulevards Artigas beobachtete ich nichts von dem in Rede stehenden Gesteine, es findet sich jedoch wieder in beträchtlicher Menge an dem meist steinigen Meeres- (oder richtiger gesagt La Plata-) Strande, sowohl südlich des Cerro als namentlich im Osten der Bucht, wo es in inniger Verbindung mit gneisartigen Gesteinen auftritt.

Diese Biotitgneise, wie ich sie vorläufig rein nach ihrem makroskopischen Habitus nennen will, hatte ich zunächst an der sogenannten Tablada beobachtet, einer, wie der Name sagt, tafelförmigen Erhebung nördlich Montevideos, die man in einer halben Stunde von der Landwirtschaftlichen Hochschule<sup>1)</sup> aus erreicht. Der mit ganz kurzem Grase bestandene harte Lehm Boden ist hier stark zerklüftet und von teilweise

---

<sup>1)</sup> Gelegen an der Kreuzung der Avenida Millan mit dem Camino Nacional á Las Piedras.



über mannshohen weitverzweigten Wasserrissen, die sich bis auf die krystalline Unterlage eingeschnitten haben, durchzogen. Diese Gneise sind dasjenige Gestein, das wohl die größte Verbreitung in der Umgebung von Montevideo besitzt. Sie erscheinen am Ostfuße des Cerro am Strande, dann gegenüber auf der linken Seite des Arroyo Pantanoso, wo sie in bedeutenden Steinbrüchen abgebaut werden, und ziehen sich von hier, der sogenannten Teja, bis zum Arroyo Miguelete. Ferner wird die schmale Halbinsel gegenüber dem Cerro, auf welcher der verkehrsreichste Teil der Stadt mit seiner Hauptader, der

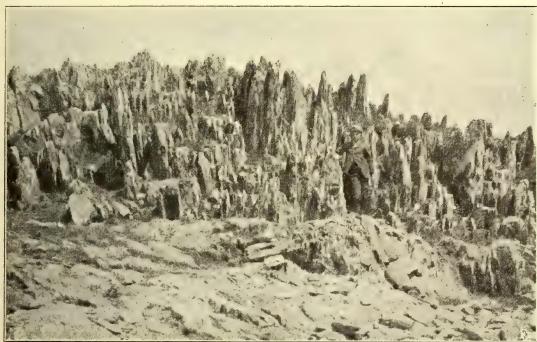


Fig. 2.  
Geschieferter Amphibolit. Cerro.

Straße „18. Juli“, sich erhebt, von dem genannten Gesteine gebildet, das man häufig schon bei Pflasterungsarbeiten aufgeschlossen sieht. Bei dieser geringen Mächtigkeit der Lehmbedeckung — worauf ich oben schon hinwies — versteht man es, daß überall die flach gewellte Oberfläche, die so bezeichnend für den ganzen Süden der Republik, getreulich die Unebenheiten der vordiluvialen Oberfläche widerspiegelt.

Im ganzen Verlaufe des Strandes, von der an der Spitze jener eben genannten Halbinsel gelegenen Universität an über den alten Friedhof (Cementerio Central) und die Punta Brava oder Carretas bis zum Buceo-Friedhofe spielen die Biotitgneise die Hauptrolle, die ihnen jedoch stellenweise von den zuerst namhaft gemachten amphibolitischen Gesteinen

streitig gemacht wird. Außerdem fangen in der Gegend des alten Friedhofes fleischrote aplitische Granite an, sich einzuschalten, die vielerorts pegmatitischen Charakter annehmen und in dieser Form als mauerartige Gänge in den La Plata hinausragen. So erkennt man einige dieser Gänge schon aus der Gestaltung des Strandes; die bedeutendste derartige Bildung ist die als Punta Carretas oben schon erwähnte, mit einem Leuchtturm gekrönte Landzunge, wo sich eine große Anzahl von Pegmatitgängen durchschneidet. Diese stets durch fleischroten Feldspat ausgezeichneten Aplite und Pegmatite treffen wir erst bedeutend weiter nördlich wieder, nämlich auf und in der Nähe der schon genannten Tablada, wo sie in halbaplitische Granite übergehen.

Zum Schlusse dieser einleitenden Bemerkungen sei noch erwähnt, daß im Osten und Nordosten der sehr weit ausgedehnten Stadt, in den zahlreichen Barrios, Pueblos oder Villas (d. h. Vororten) nirgends der krystalline Untergrund zutage tritt. Er wird hier überall von seiner Lehmdecke völlig verhüllt.

Indem wir die Resultate der petrographischen Untersuchungen vorausnehmen, unterscheiden wir unter den vor-diluvialen Gesteinen der Umgebung von Montevideo nach ihrer geologischen Erscheinung krystalline Schiefer und Eruptivgesteine. Bei den ersteren ist es hier wie so vielfach auch in anderen Gebieten äußerst schwierig, das Ursprungsgestein und die Kräfte festzustellen, welche metamorphosierten. Soviel scheint sicher, daß unter ihnen dem Gebirgsdruck im wesentlichen nur Schieferung und Faltung der Gesteine zuzuschreiben sind, während für kontaktmetamorphe Wirkung u. a. echte Garbenschiefer sprechen. Mehr aber als auf diese Einflüsse möchte ich im vorliegenden Falle auf Umgestaltung durch eine weitgehende Quarzimprägnation hinweisen (s. Fig. 3), die sich oft deutlich aus Pegmatiten durch Zurücktreten des Feldspates herleitet. Diese Pegmatite spielen im ganzen Süden des Landes eine große Rolle; sie zeigen uns u. a. durch die Feststellung ihrer Zugehörigkeit zu dem oben als Biotitgneis bezeichneten Gesteine, daß wir es hier mit einem echten Granit zu tun haben, dem auch lamprophyrische Nachschübe nicht fehlen. Ungleich schwieriger ist die Natur der mehrfach genannten Amphibolite festzustellen, und zwar aus dem Grunde, weil hier ursprünglich eruptive mit sedimentären Bildungen aufs engste verbunden scheinen. In der Tat werden wir auch in vielen Fällen mit der Annahme inniger Vermengung eruptiven und sedimentären Materiales der Wahrheit am nächsten

kommen. Auch unter dem, was man auf den ersten Blick mit „Glimmerschiefer“ bezeichnet, verstecken sich Gesteine von ganz heterogenem Charakter, wie man bei der mikroskopischen Untersuchung erkennt. Während ein Teil, das granatreiche Gestein in der Nähe des Dique (d. h. Damm) Cibils, ein echter Glimmerschiefer und somit sedimentären Ursprungs ist, läßt ein anderes Gestein mit sogenannter Augenstruktur auf stark umgewandelte Granitporphyre schließen. Sicher sedimentogen sind außer den eben genannten Granatschiefern noch

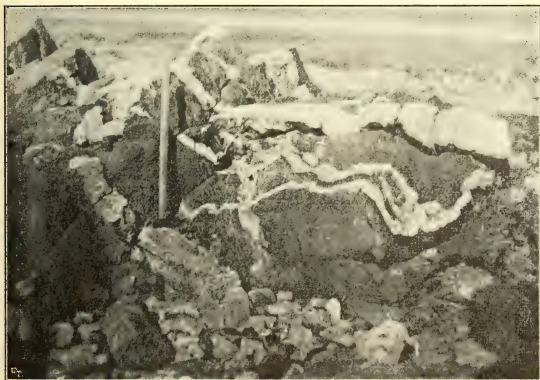


Fig. 3.

Injektion von Quarz in Amphibolit. Pantanosó.

Phyllite und Quarzite. Es treten also in unserem Gebiete folgende Gesteine auf:

1. Granit, grob- und feinkörnig, reich an Biotit,
2. Granitporphyr, glimmerschieferähnlich,
3. Aplitische, pegmatitische und lamprophyrische Ganggesteine (zu 1. gehörend),
4. Granit, halbaplitisch bis aplitisch und pegmatitisch, von fleischroter Farbe,
5. Gabbro, meist zu amphibolitischen Gesteinen umgewandelt, stark schlierig bis zur Ausbildung von reinen Hornblendegesteinen,
6. Melaphyr, gangförmig,

7. Phyllit,
8. Granatglimmerschiefer,
9. Quarzit.

Der an erster Stelle genannte Granit bietet nichts besonders Bemerkenswertes. In den schon genannten tiefen Steinbrüchen an der Teja erkennen wir, daß das Gestein lediglich an der Oberfläche druckgeschiefert ist; gegen die Tiefe ist es vollkommen richtungslos mit auffallend frischem Feldspat, der, wie man u. d. M. erkennt, sowohl Orthoklas als Plagioklas vom optischen Charakter des Oligoklases ist. Bemerkenswert ist der Reichtum an Mineralien der Epidotgruppe, den alle Schiffe des vorliegenden Granits von verschiedenen Punkten aufweisen. Nephelin, den man nach der camptonitisch-monchiquitischen Ganggefolgschaft erwartet, wurde nirgends beobachtet und ist schon durch die reichliche Anwesenheit des Quarzes ausgeschlossen.

Daß diese Granite jünger als die amphibolitischen Gesteine sind, zeigt sich in gangförmigen Bildungen, von denen die letzteren allorts durchsetzt werden. Ihre Erkennung wird durch starke Schieferung und schlechten Erhaltungszustand außerordentlich erschwert. Das Gestein nimmt dabei ganz das Aussehen eines mit dem Amphibolit wechsellagernden Glimmerschiefers an (Fig. 4). Dies ist besonders der Fall in einem stockförmig erweiterten Vorkommen am Arroyo Miguelete zwischen den Bächen Casavalle und Cerrito. Die reichlich vorhandenen Quarz- und Feldspat-„Augen“, die man schon mit dem bloßen Auge auf dem Querbruche erkennt, lassen mich jedoch auch hier einen stark geschieferten Granitporphyr vermuten, der stellenweise von pegmatitischen Schlieren imprägniert erscheint.

In der Nähe der Teja-Steinbrüche beobachtet man, daß der Biotitgranit randlich in Aplit übergeht, der in einem Haufwerke von Gängen den Amphibolit durchsetzt. Am linken Ufer des Pantanosobaches nahe seiner Einmündung in die Bahía (Bucht) verbinden sich diese aplitischen Gänge mit granitporphyrischen zu instruktiven Gangbildern. Viel großartiger als diese aplitische ist die zugehörige pegmatitische Facies, von deren großer Verbreitung oben schon die Rede war. In guten Aufschlüssen und besonders stark ausgebildet zeigen sich die in das ostwestliche Streichen der Amphibolite eingestellten Gänge in der Nähe des Dique Cibils südlich des Cerro. Hier findet sich auch als charakteristisches Mineral schwarzer Turmalin in bis fingerstarken Prismen. Im wesentlichen sind es zwei 10 bis 12 m voneinander entfernte Gänge, von denen

der eine, mächtigere, landeinwärts gelegene, wie eine Mauer emporragende die schriftgranitische Struktur vorzüglich zeigt und teils lediglich aus Quarz und weißem Feldspat besteht, teils außerdem blaßgrünlichen Muscovit gern in Nestern angehäuft enthält. Der höchstens 1 m mächtige südliche Parallelgang hat viel mehr aplitischen Charakter, wechselt ungemein an Mächtigkeit und sieht den später zu besprechenden Quarziten auf den ersten Blick infolge Armut an Feldspat sehr ähnlich, führt dagegen Turmalin in beträchtlicher Menge. Er

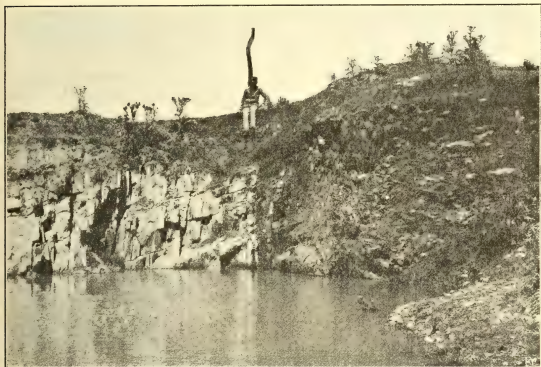


Fig. 4.

„Glimmerschiefer“ (Granitporphyr und Amphibolit). Arroyo Miguelete.

ist auf das innigste mit den ihn begleitenden Amphiboliten dadurch verschmolzen, daß er sich in sie in zahllosen geschlängelten, feinstverästelten Apophysen fortsetzt und selbst dabei in seinen randlichen Partien Hornblende in großer Menge aufnimmt. Leider liegen gerade diese guten, von den Wellen des La Plata abgespülten Aufschlüsse vollkommen horizontal, so daß an ein Photographieren derselben nicht zu denken ist.

Die an dritter Stelle genannten melanokraten Ganggesteine gehören unstreitig zu den interessantesten Bildungen aus der Umgebung von Montevideo. Ich beobachtete sie in schlechten Aufschlüssen auf der Tablada in der Nähe eines kleinen, stark verwitterten Vorkommens von Biotitgranit, besser im Granit der Teja-Steinbrüche, sowie an dem schon



genannten linken Ufer des Pantanoso und am charakteristischsten an der Playa Ramírez. Die an den beiden letztgenannten Lokalitäten bis 1 m mächtigen, ungefähr ostwestlich streichenden steilgestellten Gänge, die beim Steinbruchbetrieb auf Granit nicht abgebaut wurden, erweisen sich durch ihre dunkle Farbe und den Reichtum an Biotit schon auf den ersten Blick als lamprophyrische Gesteine. Dort, wo sie ihre größte Mächtigkeit erreichen, am Pantanoso und an der Playa Ramírez, zeigt sich eine eigenartige Differentiation des Gesteins<sup>1)</sup>. Es besteht nämlich am letztgenannten Platze das ca. 90 cm mächtige Ganginnere aus einem mürben, gleichmäßig schwärzlich-grünen biotitglitzernden Gesteine mit löcheriger Oberfläche und rostbraunen Flecken, während die beiderseitigen, 1—2 Finger starken Salbänder durch eigentümlich fahlblaue Farbe, besonders beim Zurücktreten der porphyrischen Struktur, sowie hie und da massenhafte Säulchen eines gelbgrünen Minerals sich auszeichnen. Sobald die Gänge an Mächtigkeit abnehmen, wie in den Teja-Steinbrüchen, besonders aber auf der Tablada, da verschwindet die Differenzierung in Gangmitte und Salband, und es findet sich entweder lediglich das Gestein der ersteren (Teja) oder das des Randes (Tablada), im letztgenannten Falle — was auch für die feinen Apophysen der Playa Ramírez- und Pantanoso-Gänge zutrifft — auf das innigste das Nachbargestein imprägnierend und es mit bläulichen Tupfen und Adern förmlich sprenkelnd.

Von einer Schilderung der mikroskopischen Struktur dieser Ganggesteine muß hier Abstand genommen werden; der basaltische Habitus des frischen zentralen Ganggesteines, seine Zusammensetzung aus Biotit, brauner, randlich gern blaugrüner Hornblende und Augit<sup>2)</sup> bei stark nephelinhaltiger Grundmasse sowie die Mineralkombination des Salbandes von blaugrüner arvfedsonitischer Hornblende in einem Gewirr feinsten Nadelchen zusammen mit etwas Glas als Grundmasse und Augit, Olivin und Sodalith als Einsprenglingen sichern ihre Stellung unter den Camptoniten und Monchiquiten, unter denen sie aber wohl eine besondere Gruppe bilden.

Die nächste Gesteinsgruppe, die fleischroten halbablitischen bis aplitischen Granite bieten weniger Bemerkenswertes. In der letztgenannten Form schalten sie sich, wie erwähnt, zwischen amphibolitische Gesteine ein und gehen vielfach in Pegmatite über. Recht hübsch sind schmale, mit dem roten

---

<sup>1)</sup> Vielleicht handelt es sich richtiger um einen Nachschub.

<sup>2)</sup> In Hornblende umgewandelt, häufig rosettenartig angeordnet.



Granit auf der Tablada in Verbindung stehende Gänge des eben genannten Charakters, die symmetrisch in der Mitte aus Quarz und randlich aus Feldspat bestehen, woraus sich dann durch Zurücktreteten des letzteren Minerals reine Quarzgänge entwickeln.

Wir kommen nun zu der oben als Gabbro bezeichneten Gesteinsgruppe, die, als krystalline Schiefer ausgeprägt, der Deutung die größten Schwierigkeiten entgegenstellt.

Drei Tatsachen sind es, die mich dazu führen, als ursprüngliches Gestein der amphibolitischen Bildungen — die man nach Fehlen oder Vorhandensein von Feldspat als Hornblendeschiefer und -felse sowie Amphibolite gliedern kann — in unserem Falle den Gabbro zu bezeichnen. Es ist das erstens der große Gehalt sämtlicher Gesteine an sekundärer grüner Hornblende, wogegen der Feldspat zurücktritt, zweitens die Beobachtung eines echten diallagführenden Gabbros im Zusammenhang mit reinen Hornblendegesteinen und drittens die Art der Verbindung zwischen dem Gestein des Cerro gipfels und den Bildungen in dessen tieferen Teilen.

Nahe dem Übergang der Avenida Millan über den Arroyo Pantanoso ragt aus der Lehmdecke eine kleine Eruptivmasse heraus. Das randlich völlig verwitterte Gestein kennzeichnet sich durch Diallag und einen wenngleich vielfach stark saussuritisierten, so doch mit einiger Sicherheit als Labrador zu deutenden Plagioklas als echter Gabbro. Der Pyroxen ist zum Teil in Hornblende umgewandelt, die dasselbe Aussehen aufweist wie in nahe benachbarten, lediglich aus diesem Mineral bestehenden Gesteinen. Die gleiche Bildung findet sich z. B. auf einer kleinen, der Punta Sudeste am östlichen Fuße des Cerro vorgelagerten Insel, und zwar in der Weise zwischen die Amphibolite eingeschaltet, daß deren Zusammenhang mit dem Hornblendefels nicht zweifelhaft sein kann.

Bevor ich zu dem dritten Beweisgrunde übergehe, muß ich noch einmal auf den oben erwähnten kleinen Gabbrostock zurückkommen. Die rein mikroskopische Betrachtung könnte hier zunächst zu Trugschlüssen führen, beobachtet man doch einen ziemlich bedeutenden Gehalt an Quarz. Aber dieser ist, wie man beim Studium des Aufschlusses sieht, sekundär zugeführt. Mikroskopisch erhellt dies aus einigen den Quarz begleitenden Feldspäten, die im Gegensatze zu dem stark umgewandelten ursprünglichen Feldspat auffallend frisch sind und den optischen Charakter des Oligoklas haben.

Wie hier, so zeigt sich an dem harten, nahezu feldspatfreien Hornblendegesteine vom Gipfel des Cerro, daß auch

hier der Quarz zum großen Teil sekundären Ursprungs ist. Die Abbildungen Fig. 5 und 6 mögen diese Verhältnisse erläutern<sup>1)</sup>.

Soviel zu der Herkunft des Quarzes, ein Exkurs, der gemacht werden mußte, um den Gedanken an sedimentären Ursprung des quarzhaltigen Gesteines unwahrscheinlich zu machen<sup>2)</sup>. Dieser sehr feldspatarme Gabbro in Hornblende-schieferfacies bildet den Gipfel des Cerro ringsum die kleine Festung, aber schon wenig unterhalb<sup>3)</sup> wird das bis dahin

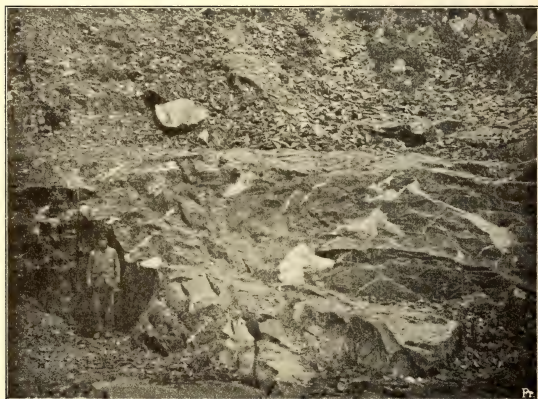


Fig. 5.

Quarzimprägnierter Hornblendefels. Cerro.

gleichmäßig schwarzgrüne Gestein gesprenkelt: es nimmt Feldspat auf. Hieraus ergibt sich eine erhöhte Angreifbarkeit gegenüber den Atmosphärrillen, der zufolge die Gesteine, unter

<sup>1)</sup> Die letztgenannte Figur zeigt die sehr häufige Erscheinung, daß der Imprägnationsquarz ausgebrochen ist, wodurch das Gestein eine charakteristisch runzelige und löcherige Oberfläche erhält.

<sup>2)</sup> Es sei auch hingewiesen auf die vereinzelt durchaus massige Absonderung des Gesteins, z. B. auf der Höhe des Cerrito (s. Fig. 7).

<sup>3)</sup> Die wie überall so auch bei der Villa del Cerro ohne Rücksicht auf die Geländebeschaffenheit gezogenen „Straßen“ sind zum großen Teil noch nicht bebaut, immerhin aber abgesteckt, was die geologische Kartierung erleichtert.

denen man solche vom Aussehen des Flaserabbros antrifft, gewöhnlich stark verwittert sind. Immerhin gibt es aber auch hier noch an einzelnen Stellen frische und auch ungeschieferte Partien, die makroskopisch den Charakter eines starkbasischen Diorits oder eines Gabbros haben.

Nun zum dritten der oben genannten Beweispunkte!



Fig. 6.

Durch Ausbrechen der Quarzimprägnation charakteristisch löchrige Gesteinsoberfläche. Cerro.

Was mich besonders dazu führt, das Gipfelgestein für eruptiven Ursprungs anzusehen, das sind die auf Schritt und Tritt in den tieferen Teilen der Anhöhe zu beobachtenden dunkeln, d. h. feldspatarmen Zonen und Schlieren, welche die erwähnten gesprenkelten Gesteine durchziehen. Fig. 8 zeigt eine derartige dunkle Zone inmitten helleren Gesteines. Ganz analog sind die Verhältnisse am Cerrito, dessen Gipfel

gleichfalls von dem feldspatarmen, infolge der ineinandergefaserten Hornblenden sehr zähen feldspatarmen Gabbro (Fig. 7) gebildet wird. Aber nicht nur an diesen beiden Punkten, sondern wo sich auch die amphibolitischen Gesteine finden, so an der Playa vom Cementerio Central an östlich, überall herrscht diese Differenzierung in feldspatreichere und feldspatarme bis -freie Teile. Die letzteren ziehen sich dabei als dunkle Bänder durch mürbes helles Gestein.

Besonders hinweisen möchte ich zum Schlusse dieser kurzen Skizzierung der amphibolitischen Bildungen auf ein



Fig. 7.  
Massiger Amphibolit. Cerrito.

Gestein, das sich durch ausgesprochene helicitische Struktur auszeichnet, eine Struktur, die, wie bekannt, charakteristisch ist für umgewandelte Gesteine sedimentären Ursprungs. Es ist ein schöner Hornblendegarbenschiefer von ziemlich massigem Habitus, der sich an der Avenida Burgues nahe ihrem nördlichen Ende findet. Die ursprüngliche Schichtung verrät sich hier durch gleichgerichtete Bänder feiner kohlgiger Substanz, die das Gestein durchziehen und die Hornblendekrystalle schneiden. Das Muttergestein dürfte hier ungefähr ein dolomitischer sandiger Mergel gewesen sein. Im Zusammenhange hiermit sei auf die Abbildung Fig. 9 hingewiesen, die einen Aufschluß in sekundär stark verquarztem, feldspatarmen Amphibolit zeigt. Ob es sich hier lediglich um Klüftung handelt oder um Reste von Schichtung, vermag ich nicht zu ent-

scheiden; irgendwelche Gesteinsverschiedenheit in den „Schichten“ ist nicht zu beobachten.

Erheblich weniger als über die Amphibolite läßt sich von der nun folgenden Gruppe sagen. Es sind das allorts stark verwitterte gangförmige Melaphyre, welche zweifellos die jüngste eruptive Bildung in der Umgebung von Montevideo darstellen und im Alter den permo-triassischen mit Sandsteinen wechsellagernden Eruptivdecken des nördlichen Uruguay nahestehen dürften. Wir beobachten das Gestein

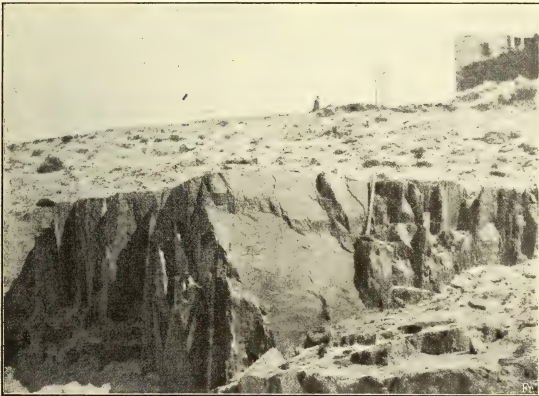


Fig. 8.

Feldspatarmer (dunkler) Amphibolit zwischen feldspatführendem hellem Gestein. Cerro.

am besten am Nordostfluß des Cerro, am Strande, nahe der Mündung des Pantanosobaches in einem lehrreichen Aufschlusse. Der stark gefaltete, aus einem fortwährenden Wechsel dunkler und heller Lagen bestehende Amphibolit wird zunächst geschnitten von zahlreichen NO—SW verlaufenden Quarzgängen pegmatitischer Herkunft. Alles dieses durchsetzt ein mehrfach ausgelenktes, dunkel-rötlichbraunes porphyrisches Gestein in einem NW—SO streichenden, 10 bis 20 cm mächtigen Gange. U. d. M. zeigt es in einer glas- und vermutlich olivinreichen, vielleicht auch augitführenden Grundmasse als Einsprenglinge neben großen



Plagioklasen Olivin, der völlig in schuppige talkige Massen umgewandelt ist.

Zum Schlusse mögen noch einige Bemerkungen über die Vorkommen krystalliner Schiefer zweifellos sedimentärer Herkunft folgen. Ganz untergeordnet ist das Vorkommen eines dunkeln feinschieferigen Phyllites in der Nähe des oben geschilderten, stark umgewandelten glimmerschieferartigen Granitporphyrs am Migueletebach zwischen den Arroyos Cerrito und Casavalle. Als Kennzeichen metamorpher Vorgänge ent-



Fig. 9.  
Schichtung? Camino Reyes.

hält das Gestein zahlreiche kleine Krystalle von Granat und Turmalin. Petrographisch analoge Bildungen beobachtete ich zwischen Montevideo und Colonia, gegenüber Buenos Aires, und besonders nordöstlich der erstgenannten Stadt, in der Umgebung von Minas, der Hauptstadt des gleichnamigen Departements, wo sich marmorartige Kalke in die Phyllite einschalten.

Echte Glimmerschiefer erscheinen in der Nähe des Dique Cibils zwischen den oben erwähnten O — W gerichteten Pegmatitgängen. Das feinschieferige, sehr mürbe Gestein fällt durch seinen großen Reichtum an Granat auf. Die Körner dieses Minerals, die von dem landeinwärts gelegenen Pegmatit gegen



den Strand zu an Größe abnehmen, während das Gestein dem oben geschilderten Phyllit ähnlich wird, sind sehr häufig in einen bläulichgrauen Mantel von stark kohligem Cyanit (Rhätizit) eingehüllt. Jenseits (seewärts) des schwächeren Pegmatitganges geht der Glimmerschiefer bzw. Phyllit ganz allmählich durch Aufnahme von Hornblende in amphibolitisches Gestein über, das also hier z. T. aus der Mischung ursprünglich sedimentären mit eruptiven Materiales entstanden sein dürfte.

Die letzten hier zu besprechenden Gesteine sind Quarzite, die sich besonders schön an der Westseite einer kleinen, der



Fig. 10.

Quarzit. Insel an der Mündung des Pantanoso.

Mündung des Arroyo Pantanoso vorgelagerten Insel<sup>1)</sup> vorfinden (Fig. 10). Die Schichtung des sehr harten massigen Gesteins verrät sich gegen den Amphibolit zu durch kohlige und Erzsubstanzen, die ihm ein dunkles Aussehen verleihen. Derartige Graphitquarzite treten noch ganz untergeordnet als kleine Sedimentreste in den Amphiboliten am Ostfuße des Cerro auf. Das größte derartige Vorkommen liegt unweit des geschilderten kleinen Melaphyrganges und bildet eine im Maximum 1—2 m breite und ungefähr 15 m lange, mehrfach verästelte, stark gewundene schlierenartige dunkle Zone, die in einen Mantel völlig verwitterten „Glimmerschiefers“ vom

<sup>1)</sup> Auf der Karte nicht vermerkt. Zur Zeit der Ebbe kann man sie zu Fuß erreichen.

Charakter der stark umgewandelten Granitporphyre eingehüllt ist. Der Gehalt des Gesteines an Quarz ist auf Kosten desjenigen an kohligter Substanz so stark zurückgetreten, daß das Gestein in mürbe kohlige Massen übergegangen ist, die schon zu Spekulationen auf Kohle Anlaß gegeben haben.

Soviel über die Gesteine des krystallinen Untergrundes der Umgebung von Montevideo. Im Januar dieses Jahres hatte ich im Petrographischen Institute der Universität München Gelegenheit, meine diesbezüglichen Aufzeichnungen zu erweitern. Für die hierbei genossene freundliche Unterstützung des Herrn Prof. E. WEINSCHENK gestatte ich mir, hier meinen wärmsten Dank zu wiederholen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren BRANCA, HARBORT und der Vortragende.

Alsdann trägt Herr WEDEKIND über die Klassifikation der Phacopiden mit besonderer Berücksichtigung der Phacopidenfauna des Kellerwaldes vor<sup>1)</sup>.

Zur Diskussion sprechen die Herren BRANCA, HARBORT und der Vortragende.

Herr HENKE sprach über **Wirkungen des Gebirgsdrucks auf devonische Gesteine.** (Mit 15 Textfiguren.)

Durch meine Kartierungsarbeiten im Siegerland und Sauerland war ich imstande, eine Anzahl Handstücke zu sammeln, die erkennen lassen, daß die Gesteine des Devons dieser Gebiete mehr oder weniger durch den Gebirgsdruck eine Veränderung ihrer Struktur erlitten haben.

In den Gebirgen, wo durch den Gebirgsdruck starke Veränderungen der Gesteine hervorgerufen worden sind, hat man schon lange dieser Erscheinung größere Aufmerksamkeit entgegengebracht. Ich möchte nur auf die zahlreichen größeren und kleineren Abhandlungen über Dynamometamorphose, Transversalschieferung und ähnliche Vorgänge hinweisen, die in der deutschen, schweizerischen, schwedischen und englischen Literatur zu finden sind. Ein Eingehen auf dieselbe würde mich jedoch zu weit führen; ich möchte mich darauf beschränken, an Hand einiger selbst gesammelter Gesteinsstücke die Wirkungen des Gebirgsdruckes auf devonische Gesteine zu besprechen.

Wer als Feldgeologe im Rheinischen Schiefergebirge tätig gewesen ist, wird die Schwierigkeiten kennen, mit denen zu-

---

<sup>1)</sup> Der Vortrag wird in den Abhandlungen abgedruckt.

weilen Gesteinsarten im Gelände zu verfolgen sind. Spezialfaltungen, Verwerfungen und Faciesänderungen, die im rheinischen Devon so häufig sind, sind Faktoren, welche die geologischen Untersuchungen wesentlich erschweren. Auch die Gesteinsveränderung durch den Gebirgsdruck, die bisher im rheinischen Devon vielleicht zu wenig beachtet wurde, scheint mir bei den Kartierungsarbeiten zu berücksichtigen zu sein.

Das Devon ist nicht überall so aufgeschlossen, daß man jede Spezialfaltung durch Messen der Schichten mit dem Kompaß nachweisen kann; ebensohäufig wird man durch den Wechsel der Gesteine veranlaßt, eine Verwerfung anzunehmen, ohne daß man sich von dem Vorhandensein dieser weiter überzeugen kann. Da nun die Horizonte im Devon nicht selten auf rein petrographischen Merkmalen, auf das Auftreten von charakteristischen Gesteinen, wie z. B. plattiger Gesteine, ebenschiefriger Tonschiefer oder flasriger Schiefer, begründet sind, so ist von Wichtigkeit, zu untersuchen, wieweit die jetzige Beschaffenheit der Gesteine primär ist oder erst durch den Gebirgsdruck sekundär erworben wurde.

Diese Gesteinsveränderung ist insofern auch für die Stratigraphie von Bedeutung, da der Gebirgsdruck selbst in einem einheitlich gebauten Gebirge nicht überall gleich stark gewirkt hat, also auch eine verschieden starke Umwandlung der Gesteine hervorgerufen haben muß. Es können also Gesteine, die durch ihren jetzigen Erhaltungszustand nicht unwesentlich verschieden erscheinen, ursprünglich die gleichen gewesen sein.

Bei und nach der Faltung ist nicht nur die Transversalschieferung oder besser die Schieferung, da sie ebensohäufig nicht transversal, sondern parallel der Schichtung ist, und eine Zerklüftung entstanden, sondern auch mit ihnen Fältelung, Stauchungs- und Zerrungserscheinungen, die die kleinsten Gesteinselemente umgelagert haben. Was REUSCH<sup>1)</sup> von den krystallinen Schiefen von Bergen erwähnt, möchte ich auch auf das rheinische Devon angewandt wissen, daß nämlich die Gebirgsglieder, die durch die Faltung aufgerichtet wurden, durch die fortwirkenden Druckkräfte weiter gepreßt wurden, und daß man das Resultat dieser Kräfte in den ganz kleinen Teilen des Gebirges, ja vielleicht in diesen am besten, beobachten kann.

Nicht nur die verschiedene Intensität des Druckes, sondern auch die Lage der Schichten, die sie durch die Faltung er-

---

<sup>1)</sup> REUSCH: Die fossilienführenden krystallinen Schiefer von Bergen in Norwegen, Leipzig 1883, S. 105.

halten haben, zur allgemeinen Druckrichtung spielt bei der Änderung der Gesteine eine Rolle.

Zur Erklärung mögen die beiden Skizzen (Fig. 1 und 2) dienen. Eine Wechsellagerung von Tonschiefer (*t*) und Grauwackenbänken (*g*) ist gefaltet und geschiefert worden (Fig. 1); dort, wo die Schichtung und Schieferung zusammenfallen (*A* bis *B*), werden sich im allgemeinen ebenschiefrige Gesteine eher erhalten können als dort, wo beide Ebenen sich schneiden (*B* bis *C*), hier werden flasrige Gesteine häufiger sein. Fig. 2 möge den Grundriß der Fig. 1 darstellen; hat man im Gelände charakteristische Gesteine von *A* bis *B* festgestellt, und mißglückt das Weiterverfolgen dieser in jeder Richtung, so wird man geneigt sein, eine Störung hinter *B* zu vermuten, da hier statt jener Gesteine anders aussehende auftreten; wie aber

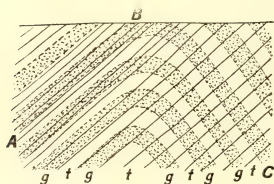


Fig. 1.

Profil eines geschieferten Sattels.

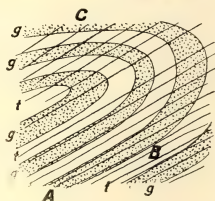


Fig. 2.

Grundriß von Fig. 1.

*g* Grauwacken, *t* Tonschiefer.

aus der Skizze zu ersehen ist, tritt dasselbe Gestein durch seine abweichende Lagerung zur Schieferung nur in einem anderen Erhaltungszustand auf. Sind z. B. die einzelnen Tonschiefer- und Grauwackenlagen sehr wenig mächtig, so werden im Verwitterungsboden von *B* bis *C* gebänderte Transversalschiefer auftreten; dagegen werden von *A* bis *B* diese fehlen und die Grauwackenbänken von den Tonschiefern getrennt zu finden sein.

Endlich hatte noch bei der Gesteinsveränderung die Vergesellschaftung der Gesteinsarten einen Einfluß; es werden sich Grauwacken als einzelne Bänke oder Bänken zwischen Tonschiefern anders gegen den Druck verhalten haben als dicke Bänke ohne solche Zwischenlagen.

In Tonschiefern wurde durch die Nachwirkung des Faltungsdruckes die bekannte Schieferung hervorgerufen, die je nach

der Stärke des Druckes und der Feinheit und Gleichmäßigkeit des Materials feinschiefrig bis dickschiefrig, eben- bis unebenschiefrig sein kann.

In wenig ungleichmäßigem Material sind die Schichtflächen häufig durch die Schieferung schwer-kenntlich geworden, doch sind sie bei genauerer Untersuchung fast stets festzustellen; unter Umständen kann man durch Behandeln der Handstücke mit Säuren dieselbe sichtbar machen. So wurde bei Fig. 4 die angeschliffene und polierte Fläche, auf der von

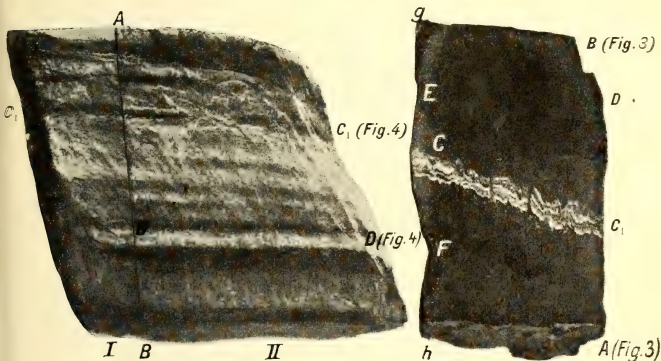


Fig. 3.

Schieferfläche mit Fältelung. Unteres Mitteldevon, Siedlinghausen.  $\frac{3}{4}$  nat. Gr.

Fig. 4.

Aufsicht auf den Querschnitt A—B von I Fig. 3.  $\frac{3}{4}$  nat. Gr.<sup>1)</sup>

Schichtung nichts zu sehen war, mit Salzsäure behandelt, dann mit weißer Farbe bestrichen und darauf nochmals leicht abgeschliffen, und so erhielt man die abgebildete, gut erkennbare Schichtung ( $C-C_1$ ).

Eine merkwürdige Erscheinung tritt bei stark geschieferten Tonschiefern des obersten Unterdevons und untersten Mitteldevons des nordöstlichen und südlichen Sauerlandes auf. In der Gegend nördlich und westlich von Siedlinghausen, an der Bahn Bestwig—Winterberg, ist die Schieferung gefältelt worden. Fig. 3 zeigt die Aufsicht auf die Schieferungsfläche, auf der

<sup>1)</sup> Versehentlich wurde Fig. 4 so wiedergegeben, daß die obere Kante von Fig. 3 links unten erscheint.



diese Fältelung zu erkennen ist, dieselbe findet jedoch in einem noch viel stärkeren Maße statt. Ich wählte jedoch dies Stück zur Abbildung, da an diesem auch die Lage der Schichtung zu sehen ist. Das Stück ist nach  $A-B$  durchgeschnitten und läßt durch die Bänderung  $C-C_1$  auf Fig. 4 die Schichtung erkennen, die durch die Schieferung stark zusammengestaucht ist. Aus Fig. 3 und 4 geht hervor, daß die

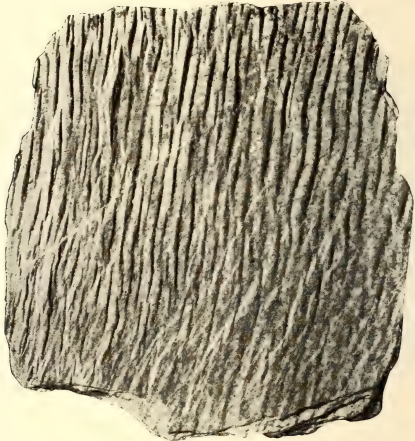


Fig. 5.

Sericitschiefer mit Fältelung auf der Schieferungsfläche.  
Oberes Unterdevon, nördlich Winterberg.  $\frac{3}{4}$  nat. Gr.

Fältelung auf der Schieferungsfläche auftritt, nicht, wie EICKHOFF<sup>1)</sup> von gleichen Schichten südlich von Ramsbeck behauptet hat, daß man es hier mit einer Sattel- und Muldenbildung im kleinen von schichtigen Ablagerungen zu tun habe. Diese Fältelung oder besser Knickung der Schieferung ist nicht mit der Ablenkung der Schieferungsebene an rauheren Schichten zu verwechseln, wie dies schon EICKHOFF durch seine mikroskopischen Untersuchungen nachgewiesen hat. Man sieht an Fig. 4, daß die Schieferung an dem rauherem Band ( $C-C_1$ )

---

<sup>1)</sup> Zeitschr. f. prakt. Geologie 1910, H. 8, S. 271.



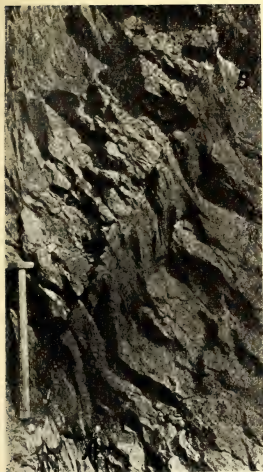


Fig. 6.

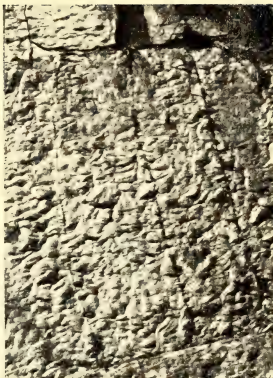


Fig. 7.

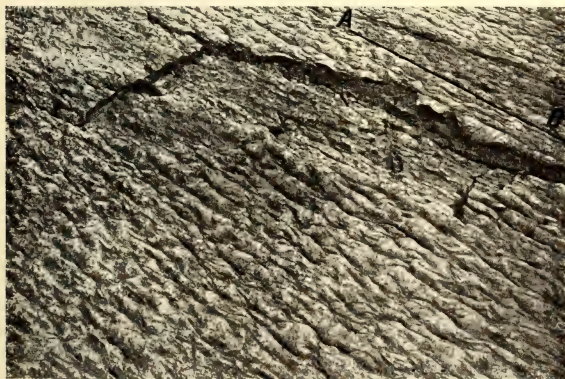


Fig. 8.

Fig. 6. Querschnitt durch eine Grauwackenbank mit wulstiger Oberfläche A—B.  
 • Siegener Schichten, Bahneinschnitt bei Hohenhain.

Fig. 7. Wulstige Oberfläche einer Sandsteinbank. Oberes Oberdevon, Dorlar.

Fig. 8. Wulstige Oberfläche einer Grauwackenbank. Siegener Schichten. Eisern.

bei *C* und *C*<sub>1</sub> keine Knickung zeigt, sondern bei *D*, *E* und *F*, wo die Schieferung *g—h* durch ein gleichmäßiges Material hindurchsetzt.

Die Knickung der Schieferung konnte ich auch an einem durch Druck zu einem Sericitschiefer umgewandelten Porphyry oder Porphyrtuff feststellen. Fig. 5 zeigt eine solche Schieferungsfläche eines Handstückes aus dem Bahneinschnitt nördlich Winterberg.



Fig. 9.

Zwei nebeneinanderliegende Grauwackenwölste, sog. Rippelmarks.  
Siegener Schichten, Neustadt a. d. Wied.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr.  
Das Fallzeichen gibt die Lage des Stückes im Anstehenden an.

In den Grauwacken kann die Schieferung entweder eine Umlagerung der kleinsten Teilchen hervorrufen — solche Gesteine werden im Siegerland als „gequälte Grauwacken“ bezeichnet —, oder es tritt eine Zerklüftung auf, durch die bei nicht zu dicken Bänken eine Verschiebung, die Flaserbildung, stattfinden kann. Durch diesen Vorgang entstehen auf der Schichtfläche in Reihen angeordnete Wölste, die häufig als primär angesehen und für „Rippelmarks“, fossile Wellenfurchen, gehalten werden. Herr Dr. W. E. SCHMIDT und ich haben gemeinschaftlich eine

Anzahl Aufschlüsse in den Siegener Schichten untersucht, haben aber bis jetzt noch keinen solchen gefunden, wo der primäre Charakter der wulstigen Oberfläche zweifellos nachgewiesen werden konnte. Dagegen haben wir festgestellt, daß die Richtung der Wülste abhängig ist von dem Winkel, den die Streichrichtung der Schichtung mit der Schieferungsebene einschließt. In Fig. 6 und Fig. 8 gebe ich zwei Aufnahmen wieder, die mir von Herrn W. E. SCHMIDT liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt wurden. Fig. 6 stammt aus dem Bahneinschnitt nördlich von Hohenhain bei Freudenberg und stellt eine Grauwackenbank aus den Siegener Schichten dar, die durch die Schieferung zerklüftet wurde und hierdurch die wulstige Oberfläche *A—B* erhalten hat. Fig. 7 zeigt eine so entstandene wulstige Oberfläche einer Grauwackenbank aus den Siegener Schichten der Gegend von Eisern, worauf zu erkennen ist, daß die Wülste in der Richtung *A—B* liegen.

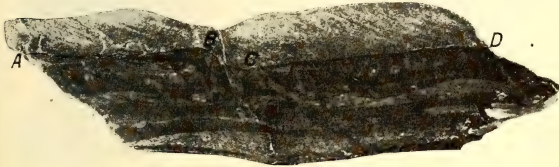


Fig. 10.

Querschnitt *A—B* von *II* der Fig. 9.  $\frac{4}{5}$  nat. Gr.

Auch im oberen Wiedtal konnte ich die Beobachtung machen, daß die dort auftretenden wulstigen Schichtenflächen sekundärer Natur sind. Fig. 9, ein Handstück aus den Siegener Schichten von Neustadt a. d. Wied, zeigt zwei nebeneinanderliegende Wülste, die durch Druck aus einem Grauwackenbänkchen entstanden sind. Der Querschnitt nach *A—B*, den Fig. 10 darstellt, und auf dem das Grauwackenmaterial hell und der Tonschiefer dunkel erscheint, läßt erkennen, daß die hervortretenden Grauwackenwülste durch Verschiebung der Schichten entstanden sind; denn die Tonschieferlage unter der Grauwacke macht dieselbe Unregelmäßigkeit auf ihrer Oberfläche (*A—B*, *C—D*) mit. Diese Verschiebung tritt nicht immer so klar hervor, da auch mit ihr Faltungserscheinungen auftreten können. An dem Querschnitt (Fig. 11) durch ein Stück aus den Siegener Schichten von Kasbach bei Linz sieht man, daß dem Wulst ein Sattel und dem Einschnitt eine Mulde entspricht. Die

Tonschieferlage *A—B—C* zeigt außerdem noch die Schieferung bei *B*, ohne daß man in dem umgebenden gebänderten Grauwackenmaterial davon etwas nachweisen kann.

Die Breite der Wülste ist sehr wechselnd, scheint aber von der Dicke der Grauwackenzwischenlagen und von der Stärke des Druckes abhängig gewesen zu sein.

Verschiebt die Schieferung die Schichten noch stärker, wie oben erwähnt wurde, so lösen sich diese in Flasern auf, deren Bänderung nur noch die ursprüngliche Schichtung andeutet.



Fig. 11.

Querschnitt durch ein Stück Grauwackenschiefer mit wulstiger Oberfläche. Siegener Schichten, Kusbach.  $\frac{4}{5}$  nat. Gr.

Auch im Kalk war die Schieferung zu beobachten; in einem kleinen Steinbruch von Adorferkalk nordöstlich von Elspe im Sauerland konnte ich feststellen, daß die Platten, die man dort brach, nichts mit dem plattigen Auftreten dieses Horizontes in anderen Aufschlüssen zu tun haben, sondern daß die Schieferung mit einem Fallen von  $45^\circ$  diese quer aus der Schichtung herauschneidet. Auf der Schichtfläche, die senkrecht stand, war die Schieferung als horizontal verlaufende, vertiefte Linien zu erkennen, an denen hin und wieder Verschiebungen vorgekommen waren, ganz ähnlich wie dies bei den Grauwackenbänken in den Siegener Schichten festgestellt wurde. Goniatiten, die auf der Schichtfläche zu finden waren, zeigten eine starke Zusammenpressung in der Druckrichtung und eine Auswalzung senkrecht hierzu, so daß sie die Gestalt von Orthoceren angenommen hatten.

Der mitteldevonische Massenkalk von Grevenbrück läßt ebenfalls an einigen Stellen eine Schieferung erkennen. Die dort in einem Bruch aufgeschlossenen dünnplattigen Kalke sind



nach meiner Ansicht durch Druck entstanden und stratigraphisch von dem massig erscheinenden Kalk nicht zu trennen.

Neben der eben besprochenen Veränderung der Gesteine sind noch Stauchungserscheinungen zu erwähnen, die sich in verschiedenem Material auch verschieden geäußert haben. Von einer ganzen Anzahl unterdevonischer und oberdevonischer Gesteine hatte ich mir bisher kein richtiges Urteil bilden können, wieweit ihre jetzige Beschaffenheit primär ist; erst nachdem ich die vorzüglichen Präparate von Herrn Prof. RAUFF gesehen

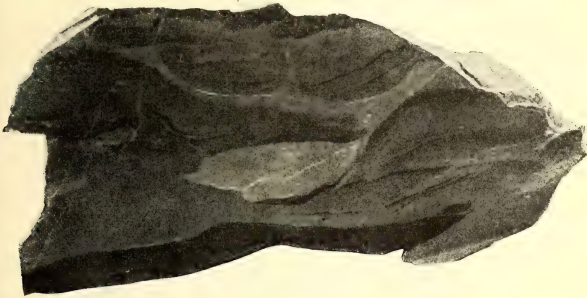


Fig. 12.

Querschnitt durch ein Stück mildflasrigen Grauwackenschiefer.

Siegener Schichten, nordwestlich Birlenbach. Nat. Gr.

hatte, die er mir liebenswürdigerweise zeigte und mir dadurch weitere Anregung gab, ist es mir klar geworden, daß auch im wesentlichen die jetzige flasrige Beschaffenheit der Tonschiefer des Devons dem Gebirgsdruck zuzuschreiben ist. So treten im Siegerland in gewissen Stufen der Siegener Schichten Gesteine auf, die aus gekröseartig durcheinanderliegenden teils gebänderten Schmitzchen bestehen. Bei meinen Arbeiten im Felde glaubte ich, diese Gesteine in ihrer primären Beschaffenheit vor mir zu haben; doch nach der Untersuchung der Fläche (Fig. 12), die einen Querschnitt durch ein Stück mildflasrigen Tonschiefer aus den Siegener Schichten darstellt, scheint es mir ausgeschlossen zu sein, daß ein solches Gestein mit derartiger Struktur so abgelagert ist. Auffallend ist, daß diese Stauchungsfältelung häufig nur innerhalb der Bänke vor sich

gegangen ist, ohne die Oberfläche derselben wesentlich beeinflusst zu haben.

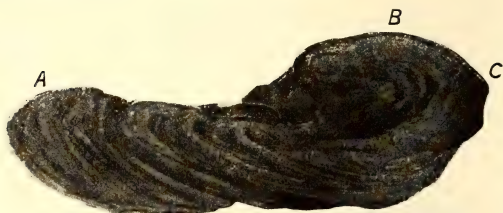


Fig. 13.

Querschnitt eines Grauwackenschiefers mit flasriger Oberfläche *A—B—C*. Grenzschichten zwischen Devon und Carbon bei Corneliemünster. Nat. Gr.



Fig. 14.

Querschnitt durch Grauwackenschiefer mit diskordanter Parallelstruktur, untere Hälfte stark zusammengefaltet. Grenzschichten zwischen Devon und Carbon bei Corneliemünster.  $\frac{4}{5}$  nat. Gr.

In größerem Material findet man dagegen auch Fälle genug, wo die Oberfläche in Mitleidenschaft gezogen ist. So stellt Fig. 7 die Oberfläche einer Sandsteinbank aus dem



oberen Oberdevon bei Dorlar dar, die durch die Stauchung der Schichten entstanden sein muß. Da diese Sandsteine häufig aus dünnschichtigem Material bestehen, so kann man manchmal bei angewitterten Schichten krummschalige Platten von solchen Wülsten abheben.

Wie stark die dünnplattigen Sandstein- und feingebänderten Grauwackenschiefer zusammengefaltet werden können, zeigen Fig. 13 und 14. Beide Stücke, aus denen diese Querschnitte

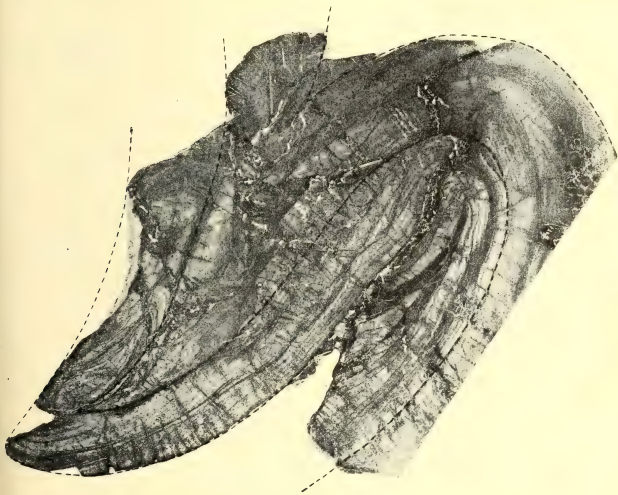


Fig. 15.

Querschnitt durch eine Mulde und einen Sattel eines Grauwackenschiefers mit Stauchungserscheinungen in der Mulde. Oberes Oberdevon, Laasphe.  $\frac{2}{3}$  nat. Gr.

hergestellt wurden, stammen aus den Grenzschiefern zwischen Devon und Carbon der Gegend von Corneliemünster bei Aachen, wo dünne Lagen von sandigtonigen Gesteinen zwischen dickbankigen Kalken auftreten. Fig. 13 zeigt bei *B* auf der Schichtfläche *A—B—C*, daß der Wulst *B* durch Umbiegung der Schichten entstanden ist, die man wohl nur dem Gebirgsdruck zuschreiben kann. Bei Fig. 14 sind besonders in der unteren rechten Ecke die zusammengefalteten diskordanten Lagen zu erkennen.

Zum Vergleich mit dieser Zusammenfaltung bringe ich noch Fig. 15. Der Querschnitt durch eine zusammengefaltete, 3 cm dicke Grauwackenschieferbank mit diskordanter Parallelstruktur aus dem oberen Oberdevon bei Laasphe zeigt einen kleinen Sattel und eine zusammengepreßte Mulde, in der die einzelnen Lagen stark durcheinandergeknetet sind, wogegen in dem Sattel noch zu erkennen ist, wie das Gestein primär ausgesehen hat.

Da man in ein und demselben Aufschluß wulstige und plattige Gesteine finden kann, so scheint mir, daß ein Teil der Gesteine leichter durch den Druck verändert wird als der andere. Nach meinen bisherigen Beobachtungen scheinen die Gesteine, die eine diskordante Parallelstruktur zeigen, geeigneter für diese Art Umbildung gewesen zu sein als solche ohne diese.

Wenn auch ein Teil der oben beschriebenen Erscheinungen altbekannt ist, so glaube ich, daß es doch von Wichtigkeit ist, wenn man diese von neuem einer Kritik unterwirft.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren E. ZIMMERMANN, RAUFF, BRANCA, KRAUSE, HERMANN und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BRANCA.	FLIEGEL.	BELOWSKY.

---

## Briefliche Mitteilungen.

### 5. Zur Lenneschieferfrage.

Eine Entgegnung an Herrn WINTERFELD.

Von den Herren ALEXANDER FUCHS und W. E. SCHMIDT.

Berlin, den 15. Oktober 1910.

### I. Die Stratigraphie des Lenneschiefers im nördlichen und mittleren Sauerlande.

Von Herrn ALEXANDER FUCHS.

#### Einleitung.

In den Jahren 1900—1904 hatte A. DENCKMANN seine Gliederung der devonischen und der untersten carbonischen Ablagerungen des nördlichen Sauerlandes durchgeführt<sup>1)</sup> und begann nun die stratigraphische Untersuchung der Sieger Schichten.

Nach dem Weggange des genannten Forschers und seines Mitarbeiters H. LOTZ übernahm der Verfasser im Jahre 1905 die weitere Spezialkartierung des Sauerlandes; daß er die Arbeit auf der von A. DENCKMANN in langer, sorgfältiger Tätigkeit geschaffenen Grundlage fortsetzte, ist ganz selbstverständlich. Hatten sich doch die von anderer Seite unter-

---

<sup>1)</sup> A. DENCKMANN: Über das Oberdevon auf Blatt Balve. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1900, Bd. XXI.

Derselbe: Über das Devon und Carbon des Sauerlandes. Ebenda 1902, Bd. XXIII, S. 554.

Derselbe: Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. Ebenda 1904, Bd. XXV, S. 560.

A. DENCKMANN und H. LOTZ: Über einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes. Diese Zeitschr. 1900, S. 564.

A. DENCKMANN: Über neue Goniatitenfunde im Devon und Carbon des Sauerlandes. Diese Zeitschr. 1902, Protokoll der Februar- und Aprilsitzung.

W. E. SCHMIDT: Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. Inaug.-Dissert. Diese Zeitschr. 1908.

nommenen Versuche einer Gliederung des Gebietes, insbesondere auch des Lenneschiefers, im günstigsten Falle nur als Vorarbeit zur eigentlichen Lösung der Aufgabe erwiesen.

Der Stand der geologischen Untersuchung ist gegenwärtig der folgende: Vollendet und in Veröffentlichung befindlich sind die Blätter Hagen in Westfalen, Hohenlimburg, Iserlohn und Menden; die Erläuterungen zum devonischen und untercarbonischen Teile des Blattes Hagen i. W., ferner zu den Blättern Hohenlimburg und Iserlohn sind vom Verfasser geschrieben. Fertig kartiert hat dieser die Blätter Lüdenscheid und Meinerzhagen, begonnen und mehr oder weniger weit gefördert die Blätter Altena und Herscheid. Von A. DENCKMANN und H. LOTZ ist ferner ein Teil des Blattes Balve aufgenommen. Alles zusammen umfaßt ein ansehnliches Gebiet, das sich vom Ennepe- und Volmetal bis zum Hönnetal und vom Ebbegebirge bis zum Ruhrtal erstreckt. Hierzu kommt die vom Verfasser ausgeführte Untersuchung zahlreicher Aufschlüsse, die beim Bau von Eisenbahnen und Talsperren sowie zugehörigen Tunnels und Stollen im nördlichen Sauerlande zwischen Rhein, Lenne, Hönne und Ruhr gewonnen wurden; ferner eine große Zahl von Übersichtsbegehungen, welche den Zweck hatten, weiteres Beobachtungsmaterial für die Darstellung auf der „carte géologique de l'Europe“ zusammenzubringen, beziehungsweise das schon Bekannte noch zu ergänzen. Bei der Auswahl der zu begehenden Profile wurde hier darauf Bedacht genommen, auch für die vom Verfasser geplante Übersichtskarte des Sauerlandes und des Bergischen Landes in etwas größerem Maßstabe (1:250 000) ausreichende geologische Anhaltspunkte in solchen Gebieten zu erhalten, die bisher noch nicht erforscht waren.

Diese Arbeiten sind inzwischen in der Hauptsache zum Abschlusse gebracht. Einige Ergänzungen und Berichtigungen wird das Jahr 1911 noch bringen. Die Übersichtskarte im Maßstabe 1:250 000 ist für das Gebiet zwischen Rhein- und Hönnetal bereits entworfen; die Fortführung derselben wird so gefördert, daß sie innerhalb Jahresfrist wird erscheinen können. Einen weiteren Beitrag zur Lenneschieferfrage bildet auch die soeben veröffentlichte „Fauna der Remscheider Schichten“<sup>1)</sup>.

Wenn nun der Verfasser unmittelbar vor dem Abschluß einer Arbeit, die ihm Jahre hindurch manche Mühe, aber auch

<sup>1)</sup> JUL. SPRIESTERSBACH und AL. FUCHS: Die Fauna der Remscheider Schichten. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909.

viele Freude gemacht hat, sich heute genötigt sieht, aus seiner Zurückhaltung herauszutreten, so geschieht dies deshalb, weil neuerdings von einer Seite, die hierzu in keiner Weise berufen ist, an den grundlegenden Untersuchungen A. DENCKMANNs unberechtigte Kritik geübt wird. F. WINTERFELD fügt seinen früheren Veröffentlichungen über die Stratigraphie des Lenneschiefergebietes eine neue Studie hinzu, die sich durchaus nicht über das Niveau der früheren erhebt, trotzdem unternimmt er es aber, an den Forschungsergebnissen eines so gewissenhaften und erfolgreichen Mannes wie A. DENCKMANN die bessernde Hand anzulegen<sup>1)</sup>. Das kann nicht unwidersprochen bleiben.

Wer mit dem heutigen Stand der Lenneschiefergeologie einigermaßen vertraut ist und dann, nach dem Lesen der WINTERFELDschen Abhandlung, die beigegebenen Übersichtskarten nebst den Profilen gewissenhaft prüft, der wird doch nicht ein gelindes Erstaunen über eine so wenig ausgereifte Darstellung unterdrücken können. Es muß abgelehnt werden, WINTERFELDs Stratigraphie auch nur als halbwegs brauchbare Vorarbeit für die im Lenneschiefergebiet der Lösung harrenden Fragen anzuerkennen.

### **Schichtenentwicklung und Gebirgsbau im Lenneschiefergebiet des Sauerlandes und des Bergischen Landes.**

Bevor im einzelnen an eine Kritik der WINTERFELDschen Untersuchungen herangetreten wird, ist es notwendig, den heutigen Stand unseres Wissens über das Lenneschiefergebiet kurz zur Darstellung zu bringen.

Von ausschlaggebender Bedeutung für den Bau des Gebirges zwischen Rhein, Ruhr, Lenne und Hönne ist das Auftreten von zwei bedeutenden Antiklinalen, die als Remscheid-Altenaer und als Ebbesattel bezeichnet werden.

#### **Der Remscheid-Altenaer Sattel.**

Die Achse des **Remscheid-Altenaer Sattels** streicht vom Rheintal südlich Leichlingen über das untere Wuppertal südlich Remscheid, dann über Lennep ins mittlere Wuppertal bei Krebsöge, über die Höhen n. Radevormwald nach dem

---

<sup>1)</sup> F. WINTERFELD: Der Lenneschiefer. Geologische Studien des Bergischen Landes. I. Teil: Diese Zeitschr. 1898. II. Teil: Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 1909.

Derselbe: Über das Alter der Lüderichsschichten im Lenneschiefergebiet. Diese Zeitschr. 1898, S. 593.

mittleren Ennepetal, weiterhin über Breckerfeld nach Priorey-Dahl im Volmetal, quert das Lennetal bei Altena und geht dann nach dem Giebel bei Neuenrade und dem Balver Wald, wo das weit ausgreifende umlaufende Streichen der Schichten bereits das rasche Untertauchen des Sattels nach Osten ankündigt, eine Erscheinung, die sich schon aus der v. DECHENSchen Übersichtskarte herauslesen läßt. Demgemäß liegt die höchste Aufwölbung des Sattels im Westen zwischen Rhein- und Ennepetal, wo somit auch die ältesten, im nördlichen Sauerlande und Bergischen Lande bisher überhaupt bekannten Schichten im Kern des Sattels zutage treten; es sind dies die **Remscheider Schichten**, die — der Sattelachse folgend — vom Rhein bis auf die Höhen zwischen Ennepe und Wupper N. Radevormwald verfolgt sind. Ob sie das Ennepetal selbst noch erreichen, ist noch ungewiß; auf den Höhen östlich von diesem, bei Breckerfeld, fehlen sie bereits vollständig; sie sind hier völlig untergetaucht und schalenförmig von den Rotschiefern der nächstjüngeren Stufe, den **Hohenhöfer Schichten**<sup>1)</sup>, überlagert, die von nun ab bis nach Altena hin den Sattelnern erfüllen. Im Lennetal bei Altena tauchen auch diese völlig unter, und es legen sich nach Osten hin in ziemlich rascher Folge die übrigen Lenneschieferstufen auf, also von unten nach oben die **Hobräcker, Mühlenberg-, Brandenburg- und Honseler Schichten**, zuletzt besonders schön in breit ausgreifendem Bogen der **Massenkalk** des Hönnetals auf die Schiefer und Grauwackensandsteine der Honseler Stufe im Balver Wald und am Giebel. Das Blatt Lüdenscheid der Karte v. DECHENS gibt diese Erscheinung, wie bereits oben angedeutet, ebenfalls wieder.

Wie auf dem NO-Flügel des untertauchenden Sattels bei Neuenrade, Altena und Dahl, so sind auch auf dem Nordflügel zwischen Solingen, Elberfeld-Barmen und Lüttringhausen-Ronsdorf, bei Vörde, Hagen in Westfalen und Hohenlimburg alle DENCKMANNschen Lenneschieferstufen ohne jede Ausnahme in typischer Entwicklung vorhanden; das gleiche gilt in der Hauptsache auch für den Südflügel in der Gegend zwischen Burscheid-Wermelskirchen und dem Dhünn- und Purdertal, im Wuppertalgebiet w. und

---

<sup>1)</sup> Die stratigraphische Bedeutung der Remscheider Konglomerate, die scheinbar ebenso wie die Hohenhöfer Rotschiefer auf dem nördlichen Sattelflügel zwischen hangenden Hobräcker und liegenden Remscheider Schichten auftreten, ist immer noch nicht völlig geklärt und bedarf weiterer Untersuchung.



no. Hückeswagen bis in die Gegend zwischen Breckerfeld und Halver und im Volmetal bei Schalksmühle sowie n. und no. Lüdenscheid.

Der Bau des Sattels selbst ist also, in großen Zügen betrachtet, verhältnismäßig regelmäßig. Entsprechend dem Hauptstreichen der Sattelachse nach ONO bis NO zeigen auch die Schichten im allgemeinen auf den Flügeln n. und s. der Achse ein ONO- bis NO-Streichen und ein entgegengesetztes Fallen, das also auf dem Nordflügel vorherrschend nach N und auf dem Südflügel vorherrschend nach S gerichtet ist. Erst östlich vom Volmetal drückt sich das rasche Untertauchen des Sattels auch vorzüglich in der Änderung der Streich- und Fallrichtungen aus; die Streichrichtungen gehen n. von der Sattelachse auf der untertauchenden Schicht allmählich von der ONO-Richtung nach O und OSO über; sie schneiden dann die ONO verlaufende Sattelachse mit einer N—S-Richtung bei östlichem Fallen der Schichten; geht man von hier auf den Südflügel über, so richtet sich das Streichen allmählich von der N—S-Richtung nach NNO, NO und ONO, das Fallen nach S. Für diese Form des Streichens, das sogenannte umlaufende Streichen, bieten die älteren Lenneschiefer der Gegend von Altena, dann aber besonders das Verhalten der Honseler Schichten und des hangenden Massenkalkes zwischen Iserlohn, dem Hönnetal und der Gegend von Neuenrade ausgezeichnete Beispiele.

Neben der Hauptaufwölbung des Remscheid-Altenaer Sattels lassen sich in manchen Gegenden noch beträchtliche **Spezialfaltungen** nachweisen, welche das tektonische Bild oft erheblich komplizieren. Zuweilen sind die Spezialsättel und -mulden noch ziemlich regelmäßig ausgebildet; in vielen Fällen jedoch werden sie durch das Auftreten streichender Verwerfungen gestört und können dann sogar in streichende Horste und Gräben übergehen. Die Gegend südlich von Iserlohn, von Altena, Wiblingwerde und Dahl, endlich das mittlere Ennepe- und Wuppertal bieten eine solche Fülle von Beispielen hierfür, daß das Vorbringen von Einzelheiten nur die Übersicht der Darstellung stören würde. In allen Fällen aber sind derartige Spezialfaltungen stets als ein der Hauptaufwölbung des Sattels untergeordnetes Element nachweisbar. Selbst so bedeutende Spezialfalten, wie sie im Sattelnern zwischen Volme- und Lennetal beobachtet werden<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Dort treten beispielsweise die Hohenhöfer Schichten im Sattelnern in zwei Spezialsattelachsen heraus; der nördliche Zug

sind im Verhältnis zu der gewaltigen Breite des Hauptsattels nur lokale Erscheinungen. Das sei besonders betont.

#### Die Lüdenscheider Mulde.

Südlich vom Remscheid-Altenaer Sattel liegt die bedeutende, durch eine außerordentlich starke Spezialfaltung bemerkenswerte **Lüdenscheider Mulde**, die von Honseler Schichten erfüllt ist und von Neuenrade über Werdohl, Lüdenscheid, Brügge, Halver, Egen und das Bevertal bis nach Hückeswagen verfolgt werden konnte. Westlich von Hückeswagen bricht sie rasch ab; in den Profilen südlich von Remscheid und Lennep bis zum Purdtal hinüber fehlt sie bereits vollständig; nirgends mehr sind dort die dem oberen Mitteldevon angehörigen Honseler Schichten beobachtet; hier legen sich auf den Südflügel des Remscheid-Altenaer Sattels nur noch Schichten des unteren Mitteldevons: Hohenhöfer, Hobracker und Mühlenbergschichten. Die Breite der Mulde beträgt dicht w. Halver 5 km gegenüber einer Breite des Remscheid-Altenaer Sattels von  $12\frac{1}{2}$  km zwischen Halver und Altvörde.

#### Der Ebbesattel.

Jenseits von der Lüdenscheider Mulde, nach S zu, liegt eine zweite bedeutende Antiklinale, die mit der Erhebung des Ebbegebirges, des höchsten Bergzuges im Sauerlande, zusammenfällt: es ist dies der **Ebbesattel**. Dieser ist durch Spezialfaltungen und streichende Verwerfungen womöglich in noch höherem Grade gestört als der Remscheid-Altenaer Sattel; er besitzt im Gegensatz zu letzterem seine höchste Aufwölbung im Osten, etwa zwischen Volme- und Lennetal, und verflacht sich allmählich nach Westen hin. Wichtig war hier der Nachweis von dem Auftreten und der weiten Verbreitung typischer **Remscheider Schichten** mit reicher Fauna und vor allem von dem engen Verband derselben mit der **Cultrijugatuszone** bei Meinerzhagen; dieser bedeutsame Horizont liegt dort völlig konkordant und mit fast unmerklichem Übergang auf typischen, *Montunaria* usw. führenden Remscheider Schichten, deren Bestimmung als tieferes Oberkoblenz durch SPRIESTERSBACH und den Verf. sich somit auch hier als richtig erwiesen hat. Dabei sei gleich betont, daß die Cultri-

liegt zwischen Priorey-Dahl und Einsal-Altena und ist seinerseits nochmals durch eine Spezialfaltung 2. Grades in 2 Züge zerlegt; der südliche streicht vom Brachtenbecktal über Hülscheid bis Everinghausen und endet östlich vom Volmetal; er wird ebenfalls von einer Spezialfaltung 2. Grades betroffen.

jugatuszone sich bisher nur auf den Flügeln der südlich vom Ebbesattel gelegenen Attendorner Mulde bei Olpe, Kirchhundem usw. im S und bei Meinerzhagen im N hat nachweisen lassen. Dagegen fehlt sie im Bereiche des Remscheid-Altenaer Sattels vollständig, ist dort also überhaupt nicht entwickelt. Das ist deshalb besonders beachtenswert, weil die Cultrijugatuszone des Sauerlandes bisher der einzige Horizont ist, der mit unbedingter Sicherheit als Äquivalent der gleichnamigen Horizonte am Mittelrhein und in der Eifel betrachtet werden kann. Alle weitergehenden Parallelisierungsversuche von WINTERFELD, HUNDT, E. SCHULZ u. a. haben sich bisher als unhaltbar erwiesen.

Im Hangenden der Cultrijugatuszone folgen bei Meinerzhagen zunächst rauhe, sandig-flaserige Schiefer in schmalem Zuge, dann mächtige, plattige, teilweise schwach quarzitisches Grauwackensandsteine, die bereits eine Mitteldevonfauna, darunter die wichtige *Productella subaculeata* nebst Verwandten<sup>1)</sup> enthalten. Die massigen, versteinungsreichen, in den großen Steinbrüchen bei Gogarten im oberen Wuppertal (Wippertal) aufgeschlossenen Grauwackensandsteine gehören in dasselbe Niveau. Ich habe dieses bei der Spezialaufnahme des Blattes Meinerzhagen nur vorläufig mit dem Namen **Meinerzhagener Sandstein** belegt, vermute aber, daß es sich über kurz oder lang mit einer der DENCKMANNschen Stufen wird vereinigen lassen, sehr wahrscheinlich mit der Mühlenbergstufe.

Im Liegenden der Remscheider Schichten hat Verf. am West- und Südfall des Ebbegebirges den ebenfalls noch dem Oberkoblenz zuzuzählenden Horizont der **Wiebelsaatschichten** ausgeschieden. Sie bestehen zu oberst aus vorwiegenden roten und grünlichgrauen Schiefen mit ganz untergeordneten Lagen blaugrauer Flaserschiefer; darunter folgt eine Zone blaugrauer, meist flaseriger Schiefer mit Zwischenlagen von Rotschiefen, arkosig-konglomeratischen Sandsteinbänken und einer Decke von Quarzkeratophyr nebst zugehörigen Tuffen. Eine spärliche Fauna findet sich in den Grauschiefen. Von ganz besonderem Interesse ist das Quarzkeratophyrlager; es stellt am ganzen Süd- und Westabfall

---

<sup>1)</sup> Auf das Vorkommen dieser Formen hat Verf. in den zurzeit im Druck befindlichen Erläuterungen der Blätter Iserlohn, Hohenlimburg und Hagen i. W. deshalb besonderes Gewicht gelegt, weil sie im nördlichen Sauerlande zu den am weitesten verbreiteten echten Mitteldevonfossilien gehören. Sie sind ein dem ganzen rheinischen Unterdevon völlig fremdes Element, sehr häufig aber im Mitteldevon der Eifel.

des Ebbegebirges nur eine einzige, einheitliche, völlig koncordante Zwischenlage eruptiver Gesteine zwischen den marinen Sedimenten dar; als solche läßt es sich mit ONO-Streichen und S-Fallen am Südabfall des genannten Gebirges von Osten her über Valbert bis östlich Meinerzhagen verfolgen; dort biegt es scharf nach NNW um — bei westlichem Einfallen — und behält diese Richtung ca.  $3\frac{1}{2}$  km, um dann wieder scharf nach WSW umzubiegen und das Volmetal bei Vorth und Volme zu überschreiten. Die hangenden Remscheider Schichten und die noch zu besprechenden liegenden Schichten (bunte Ebbeschichten und Verseschichten) machen in dem ganzen Gebiete genau dieselbe Schichtenumbiegung mit. Diese schöne, auffallende Faltungerscheinung wird auch auf der internationalen Karte zum Ausdruck gebracht.

Unter den Oberkoblenzschichten, die sich also, wie gesagt, im Sauerlande aus Cultrijugatuszone, Remscheider Schichten und Wiebelsaatschichten zusammensetzen, folgen im Ebbegebirge liegende Schichten noch unbestimmten Alters, zu oberst die bunten Ebbeschichten, darunter die Verseschichten.

Die **bunten Ebbeschichten** bestehen zu oberst aus festen, z. T. quarzitischen und konglomeratischen Sandsteinen mit Bänken grober Konglomerate; untergeordnet sind Zwischenlagen von sandigen blaugrauen und von roten Schiefern<sup>1)</sup>. Zu unterst liegt eine ca. 850 m mächtige Folge roter und grünlicher Schiefer mit ganz vereinzelt Einlagerungen von Grauwackensandsteinen und konglomeratischen Bänken. Die ganze Stufe ist nahezu fossilleer.

Die **Verseschichten** sind eine mächtige Folge von blaugrauen, flaserigen bis feinschuppig brechenden Schiefern, denen sich untergeordnet Grauwackensandsteine und Arkosen beigesellen; ganz vereinzelt treten rote Schieferbänke als Zwischenlagen auf; an der Grenze gegen das Hangende liegen stärkere Grauwackensandsteinzüge (Ebbequarzit und -sandstein). In feinschuppig brechenden Schiefern findet sich in der Umgebung der Versetalsperre eine auffallende Lamellibranchier- und Primitenfauna; ferner erscheinen in feinschuppigen, häufig Sphärosideritknollen führenden Schiefern und zwischengelagerten plattigen Grauwackensandsteinen im Ebbetal oberhalb der Ebbe-

<sup>1)</sup> Die Remscheider Konglomerate und zugehörigen Rotschiefer sind den Ebbekonglomeraten usw. zwar äußerlich sehr ähnlich, liegen aber nur strichweise und, wie schon angedeutet, nicht ungestört auf dem Nordflügel des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Remscheider und Hohenhöfer bzw. Hobracker Schichten.

talsperre neben Lamellibranchiern auch Trilobiten (*Homalotus*), Brachiopoden und Crinoidenreste. Die nähere Bestimmung der Fauna steht noch aus; sie konnte vorerst mit keiner der bekannten Unterdevonfaunen parallelisiert werden.

Der Ebbesattel grenzt im Norden an die Lüdenscheider Mulde mit einer bedeutenden streichenden Verwerfung, die bisher vom Lennetal bei Plettenberg über den Süabhäng des Hohen Molmert, Herscheid, den Homert s. Lüdenscheid, das Volmetal, Anschlag und Kupferberg bis in die Gegend n. von Wipperfürth bzw. so. Hückeswagen verfolgt werden konnte. Es fehlen hier zwischen den Honseler Schichten der Lüdenscheider Mulde und den alten Schichten des Ebbegebirges (Verseschichten und bunten Ebbeschichten) überall sehr beträchtliche Glieder des oberen Unterdevons und unteren Mitteldevons, namentlich die Remscheider und Brandenbergsschichten, dann gewöhnlich auch die Mühlenbergsschichten; von diesen hat Verf. erst in allerjüngster Zeit Reste auf dem Nordflügel des Ebbesattels s. Halver aufgefunden; dagegen sind Wiebelsaatschichten und Hobracker Schichten in größerer Ausdehnung erhalten. Die Störung ist nicht einheitlich; meist zweigen sich Gabeln von ihr ab, die auf mehr oder minder große Strecken der Hauptsalte parallel folgen.

Die Verseschichten insgesamt und die bunten Ebbeschichten zum allergrößten Teile tauchen bereits östlich Wipperfürth in der Gegend von Wasserfuhr und Kreuzberg unter die hangende Oberkoblenzstufe — Remscheider Schichten und Wiebelsaatschichten — unter, ohne das obere Wuppertal selbst zu erreichen; dort erfüllen den Kern des Ebbesattels in breiter Ausdehnung stark spezialgefaltete Remscheider Schichten, aus denen sich bei Klaswipper sattelförmig noch Wiebelsaatschichten in schmalen Zügen herausheben. Die Hauptsattelbreite, gemessen vom Meinerzhagener Sandstein bei Klüppelberg bis zu den Honseler Schichten südlich Egen beträgt hier ca.  $7\frac{1}{2}$  km. Man vergleiche damit die oben angegebene Breite der Lüdenscheider Mulde w. Halver und die Breite des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Halver und Altvörde (S. 116). Beachtet man dann noch, daß die Breite des Ebbesattels zwischen Valbert und Klame auf 9—10 km steigt, so ergibt sich die Tatsache, daß sich der Ebbesattel nach Westen in demselben Maße verflacht wie der Remscheid-Altenaer Sattel sich höher emporwölbt, und daß umgekehrt dem Verflachen und Untertauchen des letzteren nach Osten ein stärkeres Emporsteigen des Ebbesattels entspricht.

### Die Attendorner Mulde.

Südlich vom Ebbesattel folgt die zweite große sauerländische Mulde, die sog. **Attendorner Doppelmulde**, die sich vom Lennegebiet bei Finnentrop über Attendorn nach Gummersbach und weiter nach Westen bis in die Rheingegend erstreckt<sup>1)</sup>.

### Der Hasper Sattel. Die Kückelhausener und die Vörder Mulde.

Nördlich vom Remscheid-Altenaer Sattel sind keine Antiklinalen von annähernd gleicher Bedeutung wie die schon genannten vorhanden. Erwähnenswert ist jedoch der kleine, zwischen Hagen in Westfalen und Gevelsberg-Schwelm liegende **Hasper Sattel**, der sich aus Resten von Hobracker Schichten, sodann aus gut entwickelten Mühlenberg- und Brandenbergschichten aufbaut und beiderseits von Mulden begleitet wird, die beide von Honseler Schichten erfüllt sind, im N von der kleinen **Kückelhausener**, im S von der etwas bedeutenderen **Vörder Mulde**. Man muß somit den Hasper Sattel als zwar kleine, jedoch selbständige Gebirgsaufwölbung ansehen, während alle übrigen bisher bekannten kleineren Sattel- und Muldenbildungen lediglich die Bedeutung lokaler Spezialfaltung innerhalb der großen, oben geschilderten Sättel und Mulden unseres Gebietes besitzen.

Wie aus den bisherigen Ausführungen zu entnehmen ist, umfaßt die A. DENCKMANNsche Gliederung des Lenneschiefers zwar nicht alle, aber doch einen sehr erheblichen Teil der im Sauerlande und im Bergischen Lande vorkommenden Stufen; ihre Durchführbarkeit ist für das weite Gebiet zwischen Rhein und Hönne im W und O, der Ruhr im N und der Attendorner Mulde im S vollständig erwiesen. Die Neueinführung der Remscheider Schichten durch J. PRIESTERSBACH und den Verf. sowie der liegenden Schichten des Ebbegebirges durch letzteren stellt lediglich eine Erweiterung, aber keine Berichtigung der DENCKMANNschen Gliederung dar.

### Die Zone der *Newberria amygdala*.

Schließlich sei noch auf einen Punkt hingewiesen, auf den ich besonderes Gewicht lege: auf die weite Verbrei-

<sup>1)</sup> HUNDT: Die Gliederung des Mitteldevons am NW-Rande der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 1897, Bd. 54.

W. HENKE: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Inaug.-Diss. Göttingen 1907.



tung von Grauwackensandsteinen mit zwischen-  
gelagerten grauen bis graublauen Schiefern, denen  
sich Bänke beigeesellen, die von dem Brachiopoden  
*Newberria amygdala* geradezu strotzen; schon aus  
den Mitteilungen von HUNDT, dann besonders auch aus den  
Angaben von F. WINTERFELD läßt sich ein Schluß auf die  
gewaltige Verbreitung gerade dieses Horizontes auch im süd-  
lichsten Teil des Sauerlandes ziehen. Was bisher aber  
nicht bekannt war, ist die Tatsache, daß der ge-  
nannte Brachiopod ein überaus beständiges Leit-  
fossil einer ganz bestimmten Stufe des Lenneschiefers  
ist: der Mühlenbergsandsteine A. DENCKMANNs. In  
dem ganzen weiten Gebiete des nördlichen und mitt-  
leren Sauerlandes, vom Ruhrgebiet bis zum Ebbe-  
gebirge hinüber, vom Rhein bis zur Hönné, ist der  
genannte Brachiopod nach den Beobachtungen des  
Verfassers ausnahmslos auf diese Stufe beschränkt,  
dort aber ungemein häufig; er fehlt vollkommen  
in den hangenden Brandenburg- und Honseler Schichten,  
ebenso vollständig in den liegenden Hobräcker, Hohenhöfer  
und Remscheider Schichten, desgleichen in der Cultrijugatus-  
zone, ganz zu schweigen von den faunistisch völlig verschie-  
denen liegenden Schichten des Ebbegebirges. Was nun für  
das nördliche und mittlere Sauerland gilt, wird mit einem  
sehr hohen Grade von Wahrscheinlichkeit auch für das süd-  
liche Sauerland gelten: die dort verbreiteten Schichten mit  
*Newberria amygdala* sind A. DENCKMANNs Mühlenbergsand-  
steine. Dieser Horizont also dürfte voraussichtlich für die  
Parallelisierung der Lenneschieferstufen im nördlichen und im  
südlichen Sauerlande von besonderer Bedeutung werden.

Soweit glaubte ich den Leser im allgemeinen über den  
Stand der Lenneschieferfrage unterrichten zu müssen, um ihm  
ein Urteil über die Arbeitsmethode WINTERFELDs wie auch  
über die nun zu übende Kritik erst zu ermöglichen. Selbst-  
verständlich steht mir noch eine ganz andere Fülle von Detail  
zur Begründung meiner Auffassung zur Verfügung, dessen voll-  
ständige Mitteilung hier jedoch viel zu weit führen würde.

Es wäre nun eine undankbare und im Rahmen einer  
nicht zu ausgedehnten Entgegnung auch schwer durchführbare  
Aufgabe, an allen Einzelheiten der WINTERFELDschen Dar-  
stellung Kritik zu üben. Deshalb soll nur das Hauptsächliche  
herausgegriffen werden, vor allem die Stratigraphie, die ja  
erst die Grundlage für die Tektonik bildet. Hierbei wird  
sich zeigen, daß das, was der genannte Autor bietet, über-

haupt nicht mehr den Namen Stratigraphie verdient, viel eher die Bezeichnung eines Durcheinanders der allerverschiedensten Stufen unter einem Gesamtnamen, beispielsweise „Lindlarer Sandstein“ oder „Lüderichschichten“ usw.

### Der Lindlarer Grauwackensandstein.

Unter diesem Namen findet man zunächst im Volme- und Lennegebiet bei Lüdenscheid, Altena und Werdohl alles mögliche untergebracht, Schichten vom obersten Mitteldevon mit *Stringocephalus Burtini* bis zum obersten Unterdevon mit *Spirifer cultrijugatus*, also so ziemlich alles, was auf einer auch nur in rohen Zügen entworfenen Übersichtskarte und -darstellung auseinanderzuhalten war. Folgen wir kurz dem Gedankengang WINTERFELDS: Er beschreibt zunächst S. 30 die petrographische Natur des Lindlarer Sandsteins, erwähnt dann die „wichtige Tatsache“, daß der „Spongophyllenkalk“ eingelagert ist, z. B. zwischen Werdohl und Ohle, ferner daß bei Baukloh eine Kalkbank mit *Spirifer cultrijugatus* als Zwischenlage auftritt, und endlich daß in „der oberen Lage“ *Newberria amygdala* weitverbreitet und häufig ist. Zur Bekräftigung zählt er unter anderen auf S. 31 auch die Fundorte von Dahl, Neuenherweg s. Radevormwald und Eiringhausen auf, Vorkommen, die mir lange als typische Vertreter der Mühlenbergschichten bekannt sind. Nach einer Abschweifung in die Vichter Schichten E. KAYSERS erzählt uns dann der Autor S. 33—34, daß im Lindlarer Sandstein „teilweise auch die von A. DENCKMANN und W. E. SCHMIDT neuerdings aufgeführten Schichten, die südlich der Letmather Mulde (!!)<sup>1)</sup> untersucht sind, eingeschlossen sind“. Hieran schließt er eine dürftige Besprechung des wundervollen, in mehr als einer Hinsicht für das ganze NO-Sauerland grundlegenden Querprofils des Lennetals zwischen Nachrodt-Altena<sup>2)</sup> und Werdohl. Zwar werden hier im nördlichen Teile des Profils auch die DENCKMANNschen Stufen-

<sup>1)</sup> Die Entdeckung einer „Letmather Mulde“ ist so neu und bisher so unbekannt, daß man sich fragt, was hier unter Mulde zu verstehen ist.

<sup>2)</sup> WINTERFELD bezweifelt das (S. 38), weil „das Liegende der Lindlarer Grauwackensandsteine . . . auf dem Nordflügel des gewaltigen Sattels nicht auftritt“. Übersieht der Autor hierbei, daß die Untersuchungen von DENCKMANN bis in den Kern des gewaltigen Remscheid-Altenaer Sattels sich erstrecken? Oder meint er gar, wir befänden uns zwischen Nachrodt-Altena und Werdohl wirklich auf einem nördlichen Sattelflügel?!

bezeichnungen angewendet, jedoch, wie mir bei der unklaren Darstellung WINTERFELDS scheinen will, nur im Sinne von Unterabteilungen der Lindlarer Schichten. Dann hätten wir also außer Cultrijugatuszone und Mühlenberg-schichten die zwischen beiden liegenden Hohenhöfer und Hobräcker Schichten ebenfalls im Lindlarer Sandstein. Es kommt aber noch besser: Auch die Gesteinsfolge südlich Altena, zwischen dem südlich Altena gelegenen Tunnel und Werdohl, wird den Lindlarer Schichten eingereiht (S. 35). Hierzu ist zu bemerken, daß die südliche Spezialsattelachse des Remscheid-Altenaer Hauptsattels, die von Everinghausen-Hülscheid über das Brachtenbecktal streicht, gleich südlich von der Villa Selve (ca. 800 m n. der Rahmedemündung) durchsetzt, daß hier also die letzte große und durchgreifende Umkehrung der Schichtenstellung stattfindet derart, daß man, von hier nach Süden gehend, wieder in dieselben jüngeren Stufen kommt, die nördlich von Altena auf dem Nordflügel des Hauptsattels bis nach Hohenlimburg und Letmathe hin auftreten. In dem Spezialsattelkern zwischen Rahmedemündung und Altena liegen also, abgesehen von einem ganz schmalen, aber sehr tief eingesunkenen Graben von Mühlenberg-schichten, typische Hobräcker Schichten, während die liegende Hohenhöfer Stufe, die noch 1—1½ km westlich vom Lennetal im Brachtenbecktal in breitem Zuge ansteht, im Lennetal selber bereits völlig verschwunden ist; sie taucht — wie der Sattel — nach O unter, allerdings nicht ohne Störungen durch Querverwerfungen. Vom n. Ausgang des s. der Rahmedemündung gelegenen großen Tunnels bis 500 m südlich vom Südausgang desselben folgen ganz überwiegend nach S fallende typische Mühlenberg-schichten mit Bänken voll *Newberria amygdala*, dagegen fehlen gerade hier im Lennetal die hangenden Brandenbergschichten; sie sind an einer streichenden Verwerfung unterdrückt, treten jedoch bereits ca. 1,1 km weiter westlich im Rahmedetal wieder auf und lassen sich von hier aus mit ganz geringen Unterbrechungen auf dem ganzen Südflügel des Hauptsattels bis in die Gegend östlich Hückeswagen verfolgen. Auch auf den Höhen östlich vom Lennetal kommen sie wieder zutage und gehen über den Ostflügel des untertauchenden Sattels direkt auf den Nordflügel, ebenso wie die liegenden Mühlenbergsandsteine. Im Lennetal folgen dann weiter im Hangenden die typischen Honseler Schichten der Lüdenscheider Mulde mit *Avicula reticulata*, *Cypricardella Pandora* und *Stringocephalus Burtini* bis weit südlich über Werdohl und das untere Versetal hinaus. WINTER-

FELD gibt an, daß die Lindlarer Schichten hier petrefaktenarm sind; ich kenne hunderte von Fundorten in dem ganzen Gebiet; es war möglich, untere sandsteinreiche und obere, an Mergelschiefern und Kalkbänken reiche Honseler Schichten zu unterscheiden. Den *Stringocephalus Burtini* fand ich bei Werdohl sowohl in gewissen Kalkbänken als auch in Tonschiefern, die mit Grauwackensandstein wechsellagern. Das alles nennt WINTERFELD Lindlarer Sandstein; dieser umfaßt also hier im Lenneprofil alle Stufen des Lenneschiefers vom obersten Oberkoblenz mit *Spirifer cultrijugatus* — hier die Richtigkeit von WINTERFELDS Mitteilung vorausgesetzt — bis zum obersten Mitteldevon mit *Stringocephalus Burtini*. Jede weitere Kritik ist überflüssig. Diese Art der Stratigraphie kann der wohldurchdachten Gliederung DENCKMANNs nicht gefährlich werden.

Niedriger hängen möchte ich noch eine Bemerkung WINTERFELDS S. 33, wo er in den Lindlarer Schichten „häufig auftretende Kalkeinlagerungen“ erwähnt, „die freilich verschiedenen jüngeren Stufen angehören können“ (!). Das darf man ihm ruhig glauben, ferner auch, daß er die „Calceolaschicht“ bei Letmathe nicht fand, trotz sorgfältigen Suchens; sie ist wirklich nicht da; denn die sogenannten Calceolaschichten der Eifel — die Franzosen nennen sie viel besser Eifélien — sind hier eben durch die älteren Lenneschiefer von den Hohenhöfer bis zu den Brandenburgschichten vertreten; diese führten zwar überall reiche Mitteldevonfaunen, aber keine Calceolabänke; doch gibt es auch eine Calceolaschicht bei Letmathe, wie nochmals hervorgehoben sei: am Burgberg, wo ich aus einer Bank des allerobersten Massenkalkes, nicht weit unter der Oberdevongrenze, gemeinsam mit Herrn Prof. DENCKMANN diese durchaus nicht niveaubeständige Koralle<sup>1)</sup> gar nicht selten herauschlug<sup>2)</sup>.

Hiermit erledigt sich noch eine Bemerkung des genannten Autors S. 38, nach der die Lindlarer Sandsteine unter den Calceolaschichten liegen sollen. Das ist doch nur zum Teil richtig; sie können allerdings darunter liegen, nämlich wenn sie zufällig an irgendeinem Punkte der Cultrijugatuszone entsprechen; sie können aber doch anderseits auch darüber liegen, z. B. wenn sie Stringocephalenschichten sind, wie bei

<sup>1)</sup> Niveaubeständig im engeren Sinne natürlich.

<sup>2)</sup> A. FUCHS: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten usw. Diese Zeitschr. 1907, S. 114.

Werdohl. Tatsächlich können Lindlarer Schichten überall im Sauerlande liegen, oben oder unten, je nach Bedarf<sup>1)</sup>.

Nur in einem Punkte des Zweifels kann man WINTERFELD beistimmen; er wehrt sich S. 37 gegen das angebliche Vorkommen des *Spirifer auriculatus* und *Sp. paradoxus* in den Mühlenbergsschichten. Das ist richtig; sie fehlen in denselben.

### Die Lüderichsschichten.

(Grobkörnige Quarzsandsteine oder Quarzitsandsteine.)

Die Lüderichsschichten WINTERFELDS teilen in vielen Beziehungen das Schicksal der Lindlarer Grauwackensandsteine: auch sie umfassen die verschiedenartigsten Stufen des Lenneschiefers, darunter solche, die je nach den Umständen gelegentlich auch in die Lindlarer Schichten eingereiht werden. So findet man beispielsweise typische Brandenbergschichten und ebenso typische Mühlenbergsschichten, die im Lenneprofil unter den Lindlarer Sandsteinen untergebracht sind, zwischen Elberfeld-Barmen, Remscheid und dem mittleren Wupperegebiet bei Beyenburg in den Lüderichsschichten wieder. Ob sich auch noch jüngere Ablagerungen als die Brandenbergschichten darunter verbergen, ist schwer zu übersehen; dafür umfassen sie aber gelegentlich auch sehr viel ältere Gesteine: beispielsweise Liegendes der Remscheider Schichten in der Gegend von Meinerzhagen und nach A. DENCKMANN und W. E. SCHMIDT gar tiefste Siegener Schichten und Gedinien im südlichsten Sauerlande. Also kommt auch die Lüderichstufe nicht zu kurz: was ihr im Hangenden an Zugaben fehlen mag, wird reichlich ersetzt durch eine Hereinnahme alten Unterdevons im Liegenden.

Da Verfasser nun die Stratigraphie des südlichsten Sauerlandes, an der Grenze gegen das Siegerland, aus eigener Anschauung lediglich auf größeren Übersichtsbegehungen flüchtig kennen gelernt hat, so wird von anderer Seite auf diesen

---

<sup>1)</sup> Angesichts dieser Tatsache mutet es eigenartig an, wenn S. 39 behauptet wird, bei Letmathe gäbe es keine Lindlarer Sandsteine. Wenn das richtig ist, gäbe es überhaupt keine. — Auch die S. 39 von WINTERFELD gerügten Zweifel W. E. SCHMIDTS an der „Spongophyllenschicht“ (Quadrigenumschicht) kann ich durchaus teilen, wenigstens Zweifel an der Art, wie sie WINTERFELD auffaßt; darin kann z. B. auch je nach Bedarf Oberkoblenzfauna auftreten (so bei Kierspe) oder Stringocephalenfauna (z. B. bei Ockinghausen).

Punkt der WINTERFELDSchen Darstellung näher eingegangen werden. Doch möchte ich, vor eine Entscheidung gestellt, selbstverständlich weit eher der 'Anschauung von A. DENCKMANN und W. E. SCHMIDT beitreten als derjenigen WINTERFELDS. Dagegen glaube ich auf Grund langjähriger stratigraphischer Studien im mittleren und nördlichen Sauerland sehr wohl an eine Kritik derjenigen Vorkommen herantreten zu können, die WINTERFELD dort als Lüderichschichten bezeichnet.

Der Autor gibt an (S. 40 f.), daß die Lüderichsandsteine das Liegende der Lindlarer Schichten bilden und von diesen durch einen stratigraphisch weniger bedeutsamen Rotschieferzug getrennt sind. Er findet seine Stufe in breiter Ausdehnung in der Gegend zwischen Wald-Solingen, Elberfeld und Beyenburg wieder; unter anderem widmet er S. 49 u. 50 dem Wupperprofil zwischen Öhde südlich Barmen und Beyenburg eine kurze Besprechung. Hierzu bemerke ich, daß die an der Mündung des Herbringhauser Baches in großen Steinbrüchen aufgeschlossenen mächtigen Grauwackensandsteine mit zwischengelagerten graublauen Schiefern die typischsten Mühlenbergsschichten sind, die ich im Wupperprofil kenne; sie führen an verschiedenen Punkten eine reiche und bezeichnende Fauna, darunter Bänke voll *Newberria amygdala*<sup>1)</sup>; ihr Liegendes sind aufwärts im Herbringhauser und im Wuppertal so typische Hobräcker Schichten mit den bezeichnenden Bänken voll *Centronellen*, wie sie etwa in der Volmegegend bei Dahl und Priorey oder im Lenneprofil bei Altena anstehen; weiter im Liegenden kenne ich in schönster Entwicklung einen breiten Zug Hohenhöfer Rotschiefer an der Herbringhauser Talsperre und im Wuppertal in der Umgebung des Bahnhofs Remlingrade. Diesen Zug zeichnet allerdings auch WINTERFELD als „roten Tonschiefer verschiedener Stufen“ auf seine Karte, jedoch ohne seine wirkliche stratigraphische Bedeutung zu erkennen; ich habe ihn von hier über die Gegend nördlich von Radevormwald und über Rüggeberg bis östlich vom Ennepetal verfolgt, wo er an einer bedeutenden Querverwerfung abschneidet; ihm stratigraphisch gleichwertig ist ein mächtiger Rotschieferzug, der weiter südlich von der Ennepetalsperre über Breckerfeld nach Priorey und Dahl streicht, wo er den unmittelbaren Anschluß an die in DENCKMANNs Arbeitsgebiet bei Hohenhof im Sattelnern

---

<sup>1)</sup> Handstücke von Beyenburg, die Herr Dr. GOLDENBERG-Langendreer der Geologischen Landesanstalt Berlin überwies, strotzten geradezu von dieser Art.



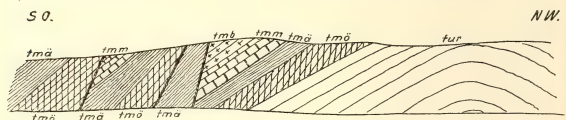
anstehenden Rotschiefer erreicht, so daß jeder Zweifel über seine wahre Bedeutung ausgeschlossen ist. Sein Liegendes sind bei Herbringhausen, im Wuppertal und n. Radevormwald echte Remscheider Schichten, die, wie oben schon gesagt, derart nach Osten untertauchen, daß östlich vom Ennepetal bei Breckerfeld nur mehr Rotschiefer der Hohenhöfer Stufe im Satteln und darüber in breit ausgedehnten Zügen beiderseits Hobracker Schichten anstehen. Damit vergleiche man die Darstellung auf WINTERFELDS Karte (Taf. III), nach der hier ausgerechnet Tonschiefer mit Stringocephalenfauna anstehen sollen (!!). Überhaupt: Diese Karte zu kritisieren, ist einfach ein Ding der Unmöglichkeit; sie bietet eine solche Fülle des Verkehrten, ja geradezu Ungeheuerlichen, daß man sich verwundert fragen muß, ob denn alle Erfahrungen der letzten Jahrzehnte spurlos an ihr vorübergegangen sind.

Was nun die im Hangenden der Mühlenbergsschichten n. von der Herbringhauser Talmündung folgenden dickbankigen Grauwackensandsteine mit zwischenlagerten roten und grünlichgrauen Schieferen betrifft, so sind dies Brandenburgsschichten, wie sie typischer gar nicht gedacht werden können; sie schließen sich nach Osten hin unmittelbar an die vom Verfasser durch Spezialkartierung genau untersuchten Vorkommen von Schwelm, Vörde, Haspe, Hagen i. W. usw. an. In diesen Gebieten kenne auch ich *Amnigenia rhenana* und *Modiomorpha* aff. *praecezens* aus ihnen, die also nach WINTERFELD (S. 46) den Lüderichsschichten angehören sollen. Und doch ist es keine Frage, daß auch die südlich Elberfeld bis nach Wald hin verbreiteten, die genannten Fossilien bergenden bunten Gesteinsfolgen nichts weiter sind als eben die westliche Fortsetzung der echten Brandenburgsschichten.

Auch WINTERFELD selbst entgeht nicht ganz das Mißliche seiner Auffassung, und so müht er sich (S. 49 unten) ab, das auffallende Verhalten seiner „Lüderichsschichten“ im Wuppergebiet durch eine phantastische Tektonik zu erklären. Man könnte lediglich mit einem Gefühl des Bedauerns über diese Versuche hinweggehen, wenn nicht unmittelbar darauf (S. 50 oben) der gewohnheitsmäßige Seitenhieb auf A. DENCKMANN erfolgte. Angesichts dieses Verhaltens muß doch betont werden, daß WINTERFELD in keiner Weise berufen sein kann, Vorlesungen über objektive Kritik zu halten, wie das S. 39 beispielsweise geschieht.

Auf dem Südflügel des Remscheid-Altenaer Sattels so. Remscheid zeichnet WINTERFELD im Hangenden eines Rot-

schiefers „verschiedener Stufen“, der nur teilweise den Hohenhöfer Schichten entspricht, wiederum einen breiten Zug von Lüderichschichten, unter anderem zwischen Westhofen und Dhünn, wo jedoch typische Hobräcker Schichten mit reicher Fauna in breiter Ausdehnung anstehen; unter ihnen tauchen zwei schmalere, ONO streichende Züge von Rotschiefern der Hohenhöfer Stufe auf; über ihnen liegt im oberen Purdertale bei Katern noch ein schmaler, unvollständig erhaltener Zug echten Mühlenbergsandsteins mit *Newberria amygdala*; aber auch näher an der Achse des Remscheider Sattels tritt dieser nochmals auf: an der Dörpmühle und weiter westlich nach Kaltenborn zu, also etwa da, wo WINTERFELD seine Rotschiefer durchzieht; diese sind allerdings vorhanden (Hohenhöfer Stufe), aber auch noch typische Hobräcker Schichten, während die Äquivalente der Brandenbergschichten hier anscheinend fehlen; die mehrfache Wiederholung derselben Schichtenreihen in dem ganzen besprochenen Gebiet erklärt sich durch Brüche, die auf dem Südflügel parallel der Sattelachse erfolgten und abwechselnd ältere und jüngere Schichten als Schuppen wieder hochbrachten, wie beistehendes Profil es schematisch erläutern soll.



tur = Remscheider Schichten. tmö = Hohenhöfer Schichten. tmä = Hobräcker Schichten. tmm = Mühlenberg-Schichten. tmb = Brandenberg-Schichten.

Schematisches Profil durch den Südflügel des Remscheider Sattels.

Tektonische Formen dieser Art sind im nördlichen Sauerlande eine ganz allgemeine, sozusagen gesetzmäßige, Erscheinung. Ein Gegenstück bilden die ebenso verbreiteten Gräben parallel der Sattelachse auf dem Nordflügel des Remscheid-Altenaer Sattels<sup>1)</sup>.

Bevor wir vom Lüderichgestein Abschied nehmen, ist noch eines angeblichen Vorkommens zu gedenken, das als „weithin, sogar bis ins Ebbegebirge verfolgbarer

<sup>1)</sup> Hierhin auch der von WINTERFELD erwähnte, durch DENCKMANN aufgefundenen Graben von Lössel und die vom Verfasser kartierten Iserlohner Gräben.

Quarzitsandsteinsattel . . . von den Lüderichgruben über . . . Marienheide, Wilbringhausen, Meinerzhagen hinzieht“. Dieser merkwürdige „Sattel“, der von Westen gegen das Ebbegebirge herankommt und bedeutende Querverwerfungen unbeirrt überschreitet, hat die auffallende Eigenschaft, daß er auch alle möglichen anders gelagerten Schichtenfolgen verschiedenen Alters schnurgerade durchquert. Da steht zunächst im Ebbegebirge südlich Havel allerdings ein ansehnlicher Zug z. T. quarzitischer Grauwackensandsteine an, freilich auf der Grenze zwischen Verseschichten und den Rot-schiefern der bunten Ebbeschichten. Aber er macht s. und sw. von der Versetalsperre die oben schon erwähnte wundervolle,  $3\frac{1}{2}$  km lange Umbiegung der Schichten am Westabfall des Ebbegebirges nach NNW mit, genau wie das Hangende: zunächst die bunten Ebbeschichten, dann die Wiebelsaatschichten mit dem Quarzkeratophyllager und zu oberst die Remscheider Schichten mit hangender Cultrijugatuszone. Die Schichten, die am Südfall des Ebbegebirges noch westlich Valbert ONO streichen und mit  $45-60^\circ$  nach S fallen, streichen hier fast ausnahmslos NNW—WNW und fallen meist flacher (mit  $20-35^\circ$ ) nach W. WINTERFELD zieht seinen „Quarzitsandsteinsattel“ hier schnurgerade nach WSW durch. Es wirkt erheiternd, zu sehen, wie dieser Zug gar noch die bei Meinerzhagen liegenden Kalkbänke der Cultrijugatuszone<sup>1)</sup> mitnimmt. Bei Wilbringhausen treffen wir dann allerdings plötzlich wieder auf den Ebbesandstein nebst liegenden Verseschichten, die hier sogar vorwiegend ONO streichen, ein wechselndes Einfallen zeigen und sich nach N an bunte Ebbeschichten anlehnen. Dieses Vorkommen ist aber ein gewaltiger, mindestens 4—5 km in NNW—OSO-Richtung verfolgbarer Horst<sup>2)</sup>, der unvermittelt nach O und W an bedeutenden, von NNW bis NW nach SO verlaufenden Spalten abbricht und beiderseits direkt gegen typische, fossilreiche Remscheider Schichten anstößt. Mit dem „Quarzitsandsteinsattel“ ist es also auch hier nichts, und ich bezweifle sehr, daß es ihm weiter nach W besser geht. WINTERFELD freilich bringt es fertig, von Rösahl bis in die Gegend s. von Kierspe, mitten durch diesen auffallenden Horst hindurch, eine „Kalkbank, zumeist Quadrigeminum-

<sup>1)</sup> Dieselben Bänke, die auch s. Kierspe in der Cultrijugatuszone liegen; sie strotzen dort stellenweise von Korallen (häufig Favositiden), führen im übrigen Oberkoblenzfauna: *Orthis triangularis* (Form von Haiger), *Spirifer* aff. *daleidensis* und *Pterinea* aff. *fasciculata*.

<sup>2)</sup> So groß ist die N—S-Ausdehnung bis zur südlichen Grenze des Blattes Meinerzhagen, die aber noch überschritten wird.

schichten“, zu zeichnen. Diese dem Oberkoblenz angehörigen Bänke<sup>1)</sup> treten allerdings s. Kierspe auf, aber unter ganz anderen Lagerungsverhältnissen. Selbstverständlich sind sie im Wilbringhauser Horst nicht anzutreffen.

**Der die Konglomerate überdeckende rote Tonschiefer** reiht sich als stratigraphisches Wahrzeichen den Lindlarer und Lüderichschichten würdig an. Der Rotschieferzug der Hohenhöfer Stufe, der zwischen Hückeswagen und Radevormwald bei Dieplingsberg und Hagelsiepen liegt — dort im Hangenden der Remscheider Schichten und überlagert zunächst von Hobräcker Schichten, dann von den Mühlenbergsandsteinen bei Neuen Herweg: — er wird ohne Bedenken mit dem unter den Remscheider Schichten bei Wiebelsaat auftretenden Rotschiefer der Wiebelsaatschichten vereinigt. Aus WINTERFELDS Beschreibung S. 52 geht zudem hervor, daß er die konglomerateführende Zone der bunten Ebbschichten, die auch bei Wiebelsaat den quarzkeratophyrführenden Schichtenzug unterteuft, übersehen hat, und daß er ferner den liegenden Rotschiefer der bunten Ebbschichten bei Lengelscheid nicht von dem hangenderen unterscheiden kann. Da fehlte es in der Tat noch, der Zumutung Herrn WINTERFELDS beizutreten und von Lindlarer, Lüdericher und Remscheider Rotschiefern zu reden (S. 53).

Als **Tonschiefer mit Bilsteiner Fauna, Konglomeraten und Keratophyrdecken** bespricht WINTERFELD schließlich eine Schichtenfolge, die er dann (S. 65) als „alten Schichtenkomplex“ weiter gliedert. Es war zu erwarten, daß es diesem nicht besser gehen würde als den übrigen. Tatsächlich bringt es der Autor fertig, die „feinkörnigen Konglomerate von Oberbrügge und Rönkhausen“ mit den Remscheider Schichten zu vereinigen. Vorausgesetzt, daß WINTERFELD im Volmegebiet die Vorkommen am Nordabfall des Homert bei Lüdenscheid und bei Bollwerk im Auge hat, die ebenso wie die gleichaltrigen bunten Schichten von Rönkhausen zu den Ebbschichten gehören, so würde das heißen, daß er Dinge vergleicht, die stratigraphisch voneinander völlig verschieden sind. Es kann aber auch sein, daß er bei Oberbrügge Sandsteine der Honseler

---

<sup>1)</sup> Wie schon wiederholt bemerkt, kann WINTERFELD auch diese Kalke nicht von solchen der oberen Honseler Schichten mit *Stringocephalus Burtini* unterscheiden. Das Vorkommen von Rönsahl ist eine fossile Kalkschalenreste führende Schieferbank in den Remscheider Schichten, die so typische Arten wie *Myalina bilsteinensis*, *Beyrichia montana* usw. enthält; dasjenige von Kierspe sind die gewöhnlichen Kalkbänke der Cultrijugatuszone.

Schichten meint. Darauf deutet seine Bemerkung S. 61—62, daß er bei Brunscheid (Blatt Altena) Remscheider Schichten erkannt zu haben glaubt; von hier sollen sie nach Hellersen und der Höhe (Höchstberge) südlich Lüdenscheid streichen; das Streichen stimmt ungefähr; nur sind die Schichten keine Remscheider, sondern typische Honseler, wie die vom Verf. in jenem Gebiete schon abgeschlossene Spezialkartierung ergeben hat.

Als eine den Remscheider Schichten nächstverwandte Zone sind auch die Sphärosideritschiefer A. DENCKMANNs anzusehen. Die Vorkommen an der Markusmühle bei Kaltenherberg und Lamerbusch östlich Burscheid im Gebiete des Eifgentales glaubt WINTERFELD als solche deuten zu können. Sie sind indessen Hobräcker Schichten und liegen im Hangenden der roten Hohenhöfer Schichten von Burscheid. Das Vorkommen von Sphärosideritknollen in diesen Schiefern, auf das WINTERFELD so großes Gewicht legt, ist für sich allein kein ausreichender Maßstab für die Altersbestimmung; solche können nach meinen bisherigen Erfahrungen in den verschiedensten Stufen des Lenneschiefers vorkommen, und zwar überall da, wo sich mehr ebenspaltende, feinschuppig brechende, dunkelblauschwarze, sozusagen hunsrückschieferähnliche<sup>1)</sup> Schiefer als Zwischenlagen zwischen vorwaltende rauhfaserige blaugraue Schiefer einschalten; ich kenne unter anderem derartige Vorkommen im linken Gehänge des Wuppertals bei Berghausen nö. Solingen aus echten Hobräcker Schichten, die dort im Hangenden von Hohenhöfer Rotschiefern liegen; ferner aus dem Ebbetal oberhalb der Ebbetalsperre in den Verseschichten. SPRIESTERSBACH gibt an, daß sie auch in den Remscheider Schichten vorkommen können. Es ist ja bekannt und auch von A. DENCKMANN schon betont worden, daß sehr ähnliche Gesteinsarten in den verschiedensten Lenneschieferstufen auftreten. Somit müssen bei der stratigraphischen Bestimmung noch andere Hilfsmittel herangeholt werden, insbesondere die Lagerungsverhältnisse und die Fossilführung. Nun kenne ich zwar aus den blaugrauen Schieferzügen des oberen Purdertales, des kleinen Dhünntales und weiter westlich aus dem oberen Eifgentale bis zur Markusmühle hinüber an vielen Stellen Hobräcker Faunen,

---

<sup>1)</sup> Es ist vielleicht nicht ohne Interesse, darauf hinzuweisen, daß ähnliche, als „Geoden“ bezeichnete Gebilde auch im Hunsrückschiefer sowie in den Unter- und Oberkoblenzschichten überall da besonders häufig auftreten können, wo die Schiefer ebenspaltend und dunkelblau, bei der Verwitterung feinschuppig zerfallend werden, sozusagen dach-schieferartig.



darunter die so bezeichnenden Bänke voll Centronellen, aber keine Sphärosideritschieferfauna im Sinne von DENCKMANN und KOEHNE<sup>1)</sup>. Das ist doch wohl kein Zufall.

Bevor ich den stratigraphischen Teil meiner Ausführungen schließe, sei noch kurz der Versuch WINTERFELDS gewürdigt, seine Lindlarer und Lüderichstufe in der Eifel wiederzufinden und dort mit den „Vichter Schichten“ und dem „Vichter Quarzit“ E. KAYSEKs zu parallelisieren (S. 32 und 44). Wollte man hier der Auffassung des Autors beitreten und beispielsweise die „Lindlarer Stufe“ mit dem Liegenden des Eifélien (der „unteren Calceolastufe“) der Soetenicher Mulde gleichstellen, so käme man zu dem merkwürdigen Resultat, schiefbrig-sandig entwickeltes sauerländisches oberes und unteres Mitteldevon in seiner Gesamtheit mit linksrheinischem oberem Unterdevon in eine Stufe zu versetzen. Hier sei es mir gestattet, auf meine früheren Ausführungen über Faciesverschiedenheiten im rheinischen Devon hinzuweisen<sup>2)</sup> und nochmals nachdrücklich zu betonen, daß mit der durchaus veralteten Methode des Herrn WINTERFELD in keiner Weise stratigraphische Fragen von so weittragender Bedeutung gelöst werden können. Nach unseren heutigen Erfahrungen ist die Cultrijugatuszone der Gegend von Meinerzhagen und Olpe im Sauerland bisher der einzige Horizont, der mit absoluter Sicherheit mit der gleichnamigen Zone im Nassauischen, am Mittelrhein, in der Eifel und im belgisch-nordfranzösischen Devon parallelisiert werden kann. Von diesem wichtigen Schichtengliede ausgehend, läßt sich im Sauerland das Hangende bis etwa hinauf zu den Brandenbergsschichten mit dem unteren Mitteldevon der Eifel [Eifélien = Eifelschichten<sup>3)</sup>] parallelisieren, während die unteren Honseler Schichten sehr wahrscheinlich, die oberen aber bestimmt bereits den Stringocephalenschichten des oberen Mitteldevons angehören, ebenso wie der hangende Massenkalk Westfalens und des Rheinlands<sup>3)</sup>. Dagegen fehlt für eine Gleichstellung der einzelnen Unterstufen des Lenne-

<sup>1)</sup> W. KOEHNE: Vorläufige Mitteilung über eine Oberkoblenzfauna in Sphärosideritschiefern im südlichen Sauerlande. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, Bd. XXVIII, S. 219.

<sup>2)</sup> A. FUCHS: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers usw. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 118—119.

<sup>3)</sup> In dem Sinne ist die Gliederung auch auf den im Erscheinen begriffenen Blättern Hagen i. W., Hohenlimburg und Iserlohn durchgeführt. Man vergleiche noch meine Ausführungen über das Devon auf dem NO-Flügel der Soetenicher Mulde in den Erläuterungen zu den eben erschienenen Blättern Rheinbach und Euskirchen.



schiefers, soweit er dem Mitteldevon angehört, mit Unterstufen des Eifler Mitteldevons, beispielsweise der Soetenicher oder Hillesheimer Mulde, auch heute noch jedersichere Maßstab, was bei der großen faciellen Verschiedenheit beider Gebiete auch gar nicht zu verwundern ist.

Wichtig und von großer Bedeutung könnte allerdings die Entdeckung der *Newberria amygdala*-Bank in der Soetenicher Gegend durch F. WINTERFELD werden, vorausgesetzt, daß es sich um die gleiche Art handelt und daß deren Lage dort richtig horizontiert ist. Dessen bin ich nicht sicher; ich kenne vom NO-Flügel der Mulde nichts Derartiges; dagegen verdanke ich meinem Kollegen, Herrn Dr. KRAUSE-Berlin, aus dem Jahre 1909 die Mitteilung, daß eine *Newberria*-führende Bank weiter westlich allerdings vorkommt; die mir in liebenswürdiger Weise vorgelegten Stücke enthielten aber andere Arten als die *N. amygdala* der Mühlenbergsschichten. Die Form des letztgenannten Horizontes dürfte übrigens spezifisch kaum merklich von der *N. caiqua* des jüngeren Mitteldevons anderer Gegenden abweichen. Diese noch nicht völlig geklärte Frage hat deshalb einen besonderen Reiz, weil nach E. SCHULZ die *Caiqua*-Bank in der Hillesheimer Mulde auf der Grenze von mittlerem zu oberem Mitteldevon liegt<sup>1)</sup>. Ich kenne auch dieses Vorkommen schon seit vielen Jahren aus eigener Anschauung, möchte aber mit meiner Meinung über dasselbe vorerst noch zurückhalten.

Die Ausführungen WINTERFELDS über die **tektonischen Störungen** bedürfen keiner weiteren Kritik. Es ist selbstverständlich, daß die Stratigraphie des Autors keine geeignete Grundlage für eine einwandsfreie Tektonik bilden kann. Einen Beleg hierfür bietet die Übersichtskarte des Bergischen Landes, Taf. III, und die nicht weniger unglückliche Darstellung der Gegend von Lüdenscheid, Taf. IV.

Die Zusammenstellung der Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse S. 85f. kann schon wegen ihrer Unvollständigkeit keinen Anspruch auf erhöhten wissenschaftlichen Wert erheben.

Mit einer kurzen Gegenüberstellung der verschiedenen Gliederungsversuche können diese Ausführungen geschlossen werden. Bemerkt sei hierzu nur noch, daß die Frage nach den Beziehungen zwischen 5 und 6 der folgenden Tabelle noch weiterer Klärung bedarf.

<sup>1)</sup> E. SCHULZ: Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Bonn 1883. — Der Umgrenzung, die F. FRECH neuerdings in seiner Lethaea den einzelnen *Newberria*-Arten des rheinischen Devons gibt, kann ich mich vorerst nicht ohne weiteres anschließen.

Die Stufen des Lenneschiefers im nördlichen und mittleren Sauerlande

nach A. DENCKMANN und A. FUCHS, 1900—1909; nach F. WINTERFELD, 1898—1909:

Liegende Schichten unbestimmten Alters:

- 1. Verseschichten (mit Ebbesandstein) . . . . .
- 2. Bunte Ebbeschichten (mit Ebbekonglomerat) . . . . .

Oberkoblenzschichten:

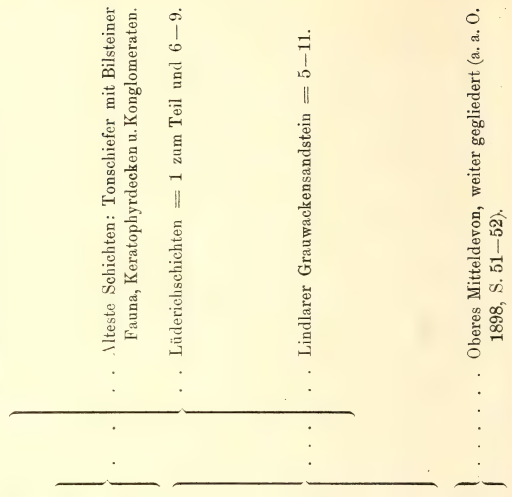
- 3. Wiebelsaatschichten (mit Quarzkeratophyllager) . . . . .
- 4. Remscheider Schichten . . . . .
- 5. Cultrigatuszone (? ? teilweise entsprechend den Hohenhöfer Schichten) . . . . .

Elfelschichten = Unteres Mitteldevon = ältere Lenneschiefer:

- 6. Hohenhöfer Schichten (? vielleicht teilweise Äquivalent von 5) . . . . .
- 7. Hobräcker Schichten . . . . .
- 8. Mühlenbergschichten . . . . .
- 9. Brandenbergschichten . . . . .

Stringocephalenschichten = Oberes Mitteldevon:

- 10. Untere Honseler Schichten } jüngere Lenneschiefer
- 11. Obere Honseler Schichten }
- 12. Massenkalk . . . . .
- 13. Flinz . . . . .
- 14. Tentaculitenschiefer. } des Oberen Mitteldevons



## II. Die Beziehungen des Alten Unterdevons zum Lenneschiefer im südlichen Sauerlande und nördlichen Siegerlande.

Von Herrn W. E. SCHMIDT.

WINTERFELD bringt in seiner letzten Lenneschiefer-Arbeit<sup>1)</sup> auch eine ganze Reihe von Umdeutungen der Beobachtungen, die DENCKMANN im alten Unterdevon des Siegerlandes und der Gegend von Bensberg gemacht hat. Da WINTERFELDS Zweifel an den Beobachtungen DENCKMANNs unberechtigt, seine Umdeutungen aber nichts weniger als einwandfrei sind, so muß sich WINTERFELD die folgende Kritik gefallen lassen.

Daß das Nebengestein der Bensberger Erzgänge Gedinnien ist, und daß zwischen Bensberg und Engelskirchen in weiter Verbreitung Gedinnien und alte Siegerner Schichten auftreten, wie DENCKMANN erkannt hat, glaubt WINTERFELD nicht, sondern zieht beide Unterdevonglieder mit verschiedenen Horizonten jüngerer Lenneschiefer in einen ganz problematischen Horizont zusammen, den er Quarzitsandstein oder Lüderich-Quarzit nennt<sup>2)</sup>. Um die DENCKMANNsche Deutung der Gesteine bei Bensberg usw. zu widerlegen, sagt WINTERFELD (S. 80), daß DENCKMANN den paläontologischen Beweis dafür schuldig geblieben ist, daß das Nebengestein der Bensberger Gänge zum Gedinnien gehört, natürlich, das war auch nicht anders möglich, da dieses Gedinnien vollständig fossilieer ist. WINTERFELD selbst aber kann die Zurechnung dieser Gesteine zum Lenneschiefer ebensowenig paläontologisch begründen, denn die Fossilien, die er aus angeblich demselben Niveau anführt, stammen aus viel jüngeren Schichten. Dagegen hat DENCKMANN u. a. im östlichen Voreinschnitt des Dürbuscher Tunnels bei Overath, was WINTERFELD gelesen haben muß, *Renssellaeria crassicosta* gefunden, ein einwandfreier Beweis dafür, daß dort Siegerner Schichten anstehen; und der Umstand, daß paläontologisch nachgewiesene Siegerner Schichten im engsten Verbande mit Gesteinen auftreten, die nach ihrer petrographischen Zusammensetzung nur mit dem Gedinnien anderer Gegenden verglichen werden können, wird einem Stratigraphen als Beweis dafür genügen, daß diese Gesteine Gedinnien sind — WINTERFELD genügt das nicht!

<sup>1)</sup> Der Lenneschiefer, geologische Studien des Bergischen Landes. Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 1909, 66, S. 29—98.

<sup>2)</sup> Vgl. die vorstehenden Ausführungen von A. FUCHS über die Lüderichschichten S. 125ff.

Zu einigen Einzelheiten, die WINTERFELD von seinem Quarzitsandstein angibt, sei nur bemerkt, daß Konglomerate, die er (S. 47) von Forsbach und (S. 60) aus der Grube Lüderich erwähnt, ganz normale Bestandteile des Gedinniens sind, während er sie dazu benutzt, ein jüngeres Alter dieser Schichten zu erweisen. Auf S. 60 wird als Beweis für das jüngere Alter seiner Quarzitsandsteine angeführt, daß im Stollen Neu-Moresnet bei Engelskirchen im Liegenden des Quarzitsandsteins ein Keratophyr gefunden worden ist. Ohne gründliche, sachverständige Untersuchung dieses Stollenprofils hat dieses Vorkommen für WINTERFELDS Altersbestimmung keine Beweiskraft, im Gegenteil: hier ist vielleicht die Überschiebung des Gedinniens (Quarzitsandstein WINTERFELDS) auf Keratophyr und jüngere Schichten aufgeschlossen.

Das hohe Alter des Nebengesteins der Bensberger Gänge scheint WINTERFELD auch deshalb zweifelhaft, weil er (S. 44 u. 80 und Taf. III) dieselben (?) Quarzitsandsteine in einem zusammenhängenden Sattel von Bensberg bis Meinerzhagen, wo allerdings jüngere Gesteine anstehen, verfolgt haben will, Nun ist aber ein Zweifel an dem Vorhandensein dieses schnurgeraden, schmalen Sattels wohl berechtigt<sup>1)</sup>, und wenn man die naive und originelle Kartendarstellung WINTERFELDS betrachtet, dann verlieren alle aus dieser Karte abgeleiteten stratigraphischen Schlüsse ohne weiteres jede Beweiskraft; scheint es doch WINTERFELD, nach der Bemerkung S. 48 unten zu schließen, oft schwer zu werden, das Streichen der Schichten vom Einfallen zu unterscheiden.

Bei der Beschreibung der Gegend von Eckenhausen-Wildberg (hauptsächlich auf den S. 52, 63 u. 64) bezweifelt WINTERFELD die Beobachtungen DENCKMANNs, daß nämlich in dieser Gegend Gedinnien und tiefe Siegener Schichten anstehen, wie die Übersichtskarte DENCKMANNs erkennen läßt, und rechnet die Gesteine dieser Gegend vorwiegend zu den „konglomerate- und felsokeratophyreführenden Schichten“, denn bei Auchel, Ufers-Mühle und Steimel bei Eckenhausen und weiter nach Osten will WINTERFELD teils Keratophyre selbst teils Konglomerate oder Arkosen gesehen haben. Hierzu ist zu bemerken, daß auf jener Übersichtskarte DENCKMANNs<sup>2)</sup> die Grenze des alten Unterdevons in der Gegend von Eckenhausen zu weit nach Norden und Westen gezogen ist. Tatsächlich verläuft die

<sup>1)</sup> Vgl. hierüber die vorstehenden Ausführungen von A. FUCHS, S. 128 ff.

<sup>2)</sup> Die Überschiebung des Alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreise Olpe. v. KOENEN-Festschrift 1907.

Grenze nach der unveröffentlichten Prüfungsarbeit DÖRNER<sup>1)</sup> von Tillkausen nach dem Ostausgang von Blankenbach, dann 500 m. nach Süden verworfen, zieht sie in südwestlicher Richtung weiter, westlich von Steimel vorbei nach Finkenrath und dann südsüdwestlich bis 200 m östlich von Auchel. Südlich und westlich dieser Linie gibt es nur Gedinnien und Siegener Schichten, letztere von DENCKMANN und DÖRNER durch die Funde der *Renssellaeria crassica* bei Nosbach, Huppen und Bebbingen auch paläontologisch bewiesen. Wenn also auch WINTERFELD richtig erkannt hat, daß auf der Linie Eckenhausen—Auchel kein altes Unterdevon vorhanden ist, so muß dagegen die Zurechnung der Gesteine zwischen Steimel bei Eckenhausen, Auchel, Wildbergerhütte, Wiehl (Bl. Eckenhausen), Silberkuhle zu den „keratophyreführenden Schichten“ entschieden als falsch bezeichnet werden; denn in dem soeben umgrenzten Gebiet gibt es überhaupt keinen Keratophyr und die von WINTERFELD bei Steimel, Wiehl (Bl. Eckenhausen), Euel und Silberkuhle erwähnten Konglomerate und Arkosen sind eben Gedinnien (Wildberger Grauwacke), während das noch nicht völlig geklärte Keratophyrvorkommen bei Niedersteimel jedenfalls nordwestlich der oben angegebenen Grenze des alten Unterdevons liegt, also mit diesem nichts zu tun hat. Zu berichtigen ist auch die Angabe WINTERFELDS (S. 64), daß in den Brüchen von Ufers-Mühle bei Auchel ein feinkörniges Konglomerat vorkommt, das von ihm zu den „konglomerate- und keratophyreführenden Schichten“ gerechnet wird. Der hier anstehende Grauwackensandstein gehört vielmehr zu den Siegener Schichten und ist ein typisches Vorkommen der von DENCKMANN Odenspieler Grauwacke genannten Schichten. Überhaupt muß hervorgehoben werden, daß Konglomerate und Keratophyre, wenigstens nach unseren bisherigen Kenntnissen, sich auszuschließen scheinen, wie das auch aus der Arbeit von J. SPRIESTERSBACH und A. FUCHS<sup>2)</sup> hervorgeht: Bei Remscheid unterteufen die Remscheider Schichten anscheinend rote und graue Konglomerate, und im Osten, wo die Keratophyre auftreten, fehlen die Konglomerate über den Remscheider Schichten, während anderseits die in den liegenden Schichten des Ebbegebirges auftretenden Konglomerate und Rotschiefer ebenfalls stratigraphisch scharf von den quarzkeratophyreführenden Schichten geschieden sind<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Im Archiv der Kgl. Geol. Landesanst. Berlin.

<sup>2)</sup> Die Fauna der Remscheider Schichten. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, N. F., H. 58, S. 3 u. 4.

<sup>3)</sup> Vgl. die vorstehenden Ausführungen von A. FUCHS, S. 118f.

Fast auf der ganzen Länge jener oben bezeichneten Grenze des alten Unterdevons stößt dieses gegen Lenneschiefer, während die keratophyreführenden Schichten nur auf ganz kurzer Strecke an das Unterdevon zu stoßen scheinen.

Auch die Angaben WINTERFELDS über die Gegend von Welschenennest verlangen eine erhebliche Berichtigung. Der „Fuchs“ der Siegerländer Bergleute wird zwar von WINTERFELD als ältester Horizont roter Gesteine im rechtsrheinischen Devon anerkannt; aber die stratigraphische Stellung, die WINTERFELD ihm anweist, ist ganz verkehrt. Auf S. 53 wird gesagt, daß in der Umgegend von Welschenennest der „Fuchs“ zusammen mit dem Rimmertquarzit die ältesten Lenneschiefer zu unterlagern scheine. Daraus geht hervor, daß WINTERFELD den Rimmertquarzit mit den Sandsteinen und Quarziten des Gedinniens verwechselt; denn der Rimmertquarzit hat mit dem „Fuchs“ stratigraphisch nichts zu tun. Ob es „Lüderich-Quarzit“ auf dem Wege Welschenennest—Einsiedelei gibt, ist noch nicht sicher. Auf S. 54 wird man durch die Angabe überrascht, daß zwischen Rahrbach und Kruberg eine mitteldevonische Mulde aus Lüderich-Quarzit mit unter- und überlagernden roten Schiefen vorhanden sei; tatsächlich liegt an dieser Stelle keine Mulde, sondern ein Sattel von Gedinnien, auf dessen Nordflügel noch Siegerner Schichten auftreten, wie der von HENKE nördlich von Rehringhausen gemachte Fund der *Renssellaeria crassica* beweist. Demnach gibt es auch bei Rehringhausen keinen jüngeren „Quarzitsandstein“ (S. 54).

Zur Klarstellung der durch WINTERFELD in der Gegend von Welschenennest angerichteten stratigraphischen Verwirrung sei hier die Schichtenfolge aufgeführt, die sich bei der Spezialkartierung der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt durch DENCKMANN, HENKE und mich ergeben hat.

Mitteldevon 6. Lenneschiefer, in mehrere Unterabteilungen gegliedert.

- |          |   |
|----------|---|
| Jüngeres | $\left\{ \begin{array}{l} 5. \text{ Cultrijugatuszone.} \\ 4. \text{ Tuffführende Schichten bzw. im Osten Sphärosiderit-} \\ \text{ schiefer (Äquivalente der Remscheider Schichten).} \\ 3. \text{ Keratophyrdecke.} \\ 2. \text{ Rimmert-Quarzit.} \\ 1. \text{ Birkelbacher Schichten.} \end{array} \right.$ |
| Unter-   |   |
| devon    |   |
|          |   |

Das alte Unterdevon setzt sich zusammen aus den verschiedenen Abteilungen der Siegerner Schichten und dem Gedinnien, das entweder als rotes Gedinnien mit Sandsteinen oder als weißes Gedinnien (Wildberger Grauwacke) mit weißen Arkosen und Sandsteinen ausgebildet ist.



## 6. Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge.

Von Herrn G. BERG.

Mit 1 Textfigur.

Berlin, den 17. Januar 1911.

Das nordische Inlandeis hat bis in das Bobertal bei Kupferberg an zwei verschiedenen Stellen hineingeragt, erstens bei Rudelstadt und zweitens bei Seiffersdorf. An beiden Stellen findet sich echter Geschiebelehm mit reichlich vertretenem nordischen Material. Dennoch haben die beiden Geschiebelehm-vorkommen sicher nie miteinander zusammengehangen. Die Rudelstädter Grundmoräne setzt sich nach Norden durch den Paß von Streckenbach ins Kauffunger (Katzbach-) Tal gegen Schönau fort. Von ihrer Entstehung durch eine Inlandeiszunge (der Name Gletscher wäre für einen talaufwärtsstrebenden Eisstrom nicht angebracht), die sich auf solchem Wege ins Gebirge hineinerstreckte, spricht das reichliche Vorkommen von Gesteinen des Rotliegenden unter den Geschieben. Vor allem wurde der höchst bezeichnende, in der Bolkenhain-Schönauer Gegend weitverbreitete Pisolithtuff gefunden. Der Geschiebelehm von Seiffersdorf hängt mit der großen Grundmoräne des Hirschberger Talkessels zusammen und bildet dessen äußerste Ostecke. In dem tiefen Erosionstale des Bobers zwischen Rudelstadt und Jannowitz fehlen alle Spuren einer ehemaligen Vereisung, doch zeigen sich mehrere interessante Terrassensysteme. Die Reste einer Oberterrasse finden sich an den Talwänden in ungefähr 25 m Höhe. Diese Terrasse breitet sich bei Jannowitz zu einer weiten Hochebene aus, welche ganz allmählich in die Fläche der Grundmoräne übergeht. Die Schotter dieser Terrasse, die außerhalb des Geschiebelehmes auf dem Granit und weiter östlich auf den Schiefeln liegen, bedecken im Vereisungsgebiet die Grundmoräne in 1—2 m Mächtigkeit. Offenbar liegt hier eine Überstreuerung der Moräne beim Rückzug des Eises und eine Ausweitung des Talstückes zwischen den beiden Inlandeiszungen während der Abschmelzperiode vor. Dicht hinter dem Schlosse Jannowitz erhebt sich über diese beschotterte Erosionsterrasse noch eine 12 m hohe Akkumulationsterrasse. Sie findet ihr Analogon in einem Zuge von Sandhügeln süd-östlich von Seiffersdorf. Wahrscheinlich bezeichnen diese hohen Aufschüttungen wohlgerundeter Schotter und Sande die Grenze



Ein besonderes Interesse bietet nun der Südrand des östlichen Inlandeiszipfels bei Seiffersdorf, wo sich die Grundmoräne ganz flach auf den Granit auflegt. Der Südrand des Geschiebelehmes greift in das Granitgebiet mit ganz bizarren fjordartigen und trogförmig sich erweiternden Buchten ein, die z. T. durch flache Granitrücken von der Hauptmasse des Geschiebelehmes abgetrennt sind (vgl. vorstehende Karte). Andererseits findet sich im Geschiebelehmgebiet ein am Rande dicht gedrängtes, weiter nördlich weitläufiger werdendes Gewirr von kleinen und kleinsten Granitkuppen, die ganz wie Inseln aus der ebenen Fläche des Geschiebelehmes 1 bis 2 m hoch emporragen. Kurz, der Rand des Geschiebelehmes zeigt genau dieselben Begrenzungen, wie wir sie an den Schärenküsten Schwedens beobachten können, nur fehlt den rundlichen Granitinseln leider die abgeschliffene eigentliche Rundhöckerform, doch ist dies sicherlich nur eine Folge der leichten Zersetzbarkeit des Granites, welcher stets an seiner Oberfläche zu einer mürben Masse verwittert ist. Man muß ja auch bedenken, daß das Eis diese Granite während des Maximums der vorletzten Eiszeit überflutete, wohingegen die schwedischen Schären noch am Ende der letzten Eiszeit vom Eise geschliffen wurden; kein Wunder also, wenn hier in Schlesien die Rundhöckerformen nicht mehr erhalten sind.

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- AHLBURG, J.: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, **31**, T. 1, H. 3.
- Über den geologischen Aufbau von Nordcelesbes. S.-A. aus: Monatsber. dieser Zeitschr. **62**, Nr. 3, 1910.
  - Geologische Beziehungen zwischen den Eisenerzlagerstätten des Siegerlandes und des Lahn-Dillgebietes. S.-A. aus: Zeitschr. für prakt. Geol. XIX, H. 1/2, 1911.
  - Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. S.-A. aus: Zeitschr. für prakt. Geol. XIX, H. 1/2, 1911.
- ARSCHINOW, W.: Zur Geologie der Halbinsel Krim. Moskau 1910.
- ASSMANN, PAUL: Die Fauna der Erbslocher-Grauwacke bei Densberg im Kellerwald. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 1, H. 1. Berlin 1910.
- BRANCA, W.: Der Stand unserer Kenntnisse vom fossilen Menschen. Verlag von VEIT & Comp. Leipzig 1910.
- BROILI, F.: Geologische und paläontologische Resultate der GROTHESCHEN Vorderasienexpedition 1906/07. Verlag: KARL W. HIERSEMANN, Leipzig 1910.
- VOGEL v. FALCKENSTEIN, K.: Geweihaufnahmen einiger Rothirscharten mit meiner neuen Projektionsmethode. S.-A. aus: Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen. H. 2. Berlin 1911.
- Artbestimmung des *Cervus Lydekkerie* MART. durch Geweihmessung. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Gesellsch. Naturforsch. Freunde, Nr. 8, 1910.
  - Brachiopoden und Lamellibranchiaten der senonen Kreidegeschiebe aus Westpreußen. S.-A. aus: dieser Zeitschr. **62**, H. 4, 1910.
- Festrede zum Geburtstage Sr. Majestät des Kaisers und Königs Wilhelm II. in der Technischen Hochschule zu Berlin „Rückblicke und Ausblicke auf dem Gebiete der technischen Chemie,“ gehalten von dem Geh. Reg.-Rat Prof. Dr. OTTO N. WITT. Berlin 1911.
- FLIEGEL, G.: Rheindiluvium und Inlandeis. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens **66**, 1910.
- Die Tektonik der Niederrheinischen Bucht in ihrer Bedeutung für die Entwicklung der Braunkohlenformation. Vortrag Nr. 5, Intern. Kongreß Düsseldorf 1910.
  - und J. STOLLER: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 1, H. 2. Berlin 1910.
- GAGEL, C.: Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 2, H. 1.
- Die Entstehung des Travetales. Ein Beitrag zur Frage der Talbildung und der postglazialen Landsenkungen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 2, H. 1.
  - Über die Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 2, H. 1. Berlin 1910.
  - Die sogenannte Ancyclushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 1, H. 2. Berlin 1910.

- GERTH, H.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weissensteinkette im Schweizer-Jura-Gebirge. S.-A. aus: dieser Zeitschr. **62**, H. 4, Berlin 1910.
- Über die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand zwischen Höchst und Wiesbaden. S.-A. aus: Ber. d. Niederrhein. geol. Ver. 1909, Vers. v. 4.—7. April 1909 in Bingen.
  - Fortschritte der geolog. Forschung im Schweizer Juragebirge, insbesondere in dessen nördlicher Hälfte. S.-A. aus: Geolog. Rundschau I, H. 3, Leipzig 1910.
- GOTHAN, W., und O. HÖRICH: Über Analogie der Torfdolomite (Coalballs) des Carbons in der rheinischen Braunkohle. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. 2, H. 1.
- GRUPE, O.: Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. S.-A. aus: Dieser Zeitschr. 1909, Monatsber., Nr. 12. Berlin 1909.
- Das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetals. S.-A. aus: Dieser Zeitschr. 1910, Monatsber., Nr. 5/6. Berlin 1910.
  - und H. STREMMER: Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. S.-A. aus: Dieser Zeitschr. 1910, Monatsber., Nr. 3. Berlin 1910.
- HÄBERLE, D.: Der Pfälzerwald. Entstehung seines Namens, seine geographische Abgrenzung und die Geologie seines Gebietes. Verlagsabteilung des Pfälzerwald-Vereins Kaiserslautern.
- HERRMANN, F.: Beiträge zur Kenntnis des Mitteldevon von böhmischer Facies im rheinischen Schiefergebirge. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde bei der hohen philosophischen Fakultät der Universität Marburg 1909.
- KATZER, F.: Die Eisenerzlagerstätten Bosniens und der Herzegowina. Ergänzt S.-A. aus: Berg- und Hüttenmännisch. Jahrb. der K. K. montanistischen Hochschulen zu Leoben u. Pibram **58**, 1910.
- MESTWERTDT, A.: Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. S.-A. aus: Jahresber. d. Niedersächs. geolog. Ver. zu Hannover 1910.
- MORDZIOL, C.: Über den Nachweis von älterem Löß bei Wiesbaden. S.-A. aus: Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturkunde in Wiesbaden **63**, 1910. Wiesbaden 1910.
- Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. S.-A. aus: Berichte über die Versammlungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins. 43. Vers. zu Bad Dürkheim am 29. März 1910. Karlsruhe 1910.
- NOEL, E.: Une mission en Tunisie. Extrait de la Revue Industrielle de l'Est, Nancy 1910.
- Sur la surface libre d'une nappe aquifère sur une prévision de débit de source. Extrait du bulletin de la Société des Sciences de Nancy, Nancy 1910.
  - Note sur l'hydrogéologie tunisienne. Extrait du bulletin de la Société Géologique de France, Paris 1909.
  - Géographie Physique. — Sur l'hydrogéologie tunisienne. Comptes rendus, Paris 1909.
  - Hydrologie. — Les infiltrations sur le massif de Zaghanon (Tunisie). Comptes rendus, Paris 1910.
- PAWLOWSKA, C.: Diluviale Weichtiere aus der Umgebung von Belgrad 1910.
- RASSMUS, H.: Zur Geologie der Alta-Briana. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 23.

- RECK, H.: Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll. S.-A. aus: Anhang z. d. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissensch. v. Jahre 1910. Berlin 1910.
- RZEHÁK, A.: Die Schalensteine („Opfersteine“) im westmährischen Granitgebiet. S.-A. aus: Zeitschr. des mähr. Landesmuseums VI, H. 2, Brünn 1906.
- Das Alter des Unterkiefers von Ochotz. Eine Entgegnung an Dr. M. KRIZ. S.-A. aus: Zeitschr. des mähr. Landesmuseums IX, H. 2.
  - Der Brünnener Clymentienkalk. S.-A. aus: Zeitschr. des mähr. Landesmuseums X, H. 2.
  - Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens. S.-A. aus: 48. Bd. der Verhandlungen des naturf. Vereins in Brünn 1910.
  - Das Kalksintervorkommen am „Siklós“ bei Léva in Ungarn. S.-A. aus: Annales musei nationalis Hungarici. Budapest 1905.
- SPETHMANN, H.: Morphologische Studien am Gipszug von Osterode am Harz. S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min. 1910, II. Stuttgart.
- Ein Längsschnitt im Garzer As auf Rügen. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min. 1910, Nr. 22.
  - Zur Geologie der Umgebung von Lübeck. Eine Entgegnung an Herrn GAGEL. S.-A. aus Zentralbl. f. Min. 1911, Nr. 4.
- STEINMANN, G.: Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. S.-A. aus: Geolog. Rundschau I, H. 1—3, Leipzig 1910.
- Die Kambrische Fauna im Rahmen der organischen Gesamtentwicklung. S.-A. aus: Geolog. Rundschau I, H. 5—6, Leipzig 1910.
  - Zur Phylogenie der Belemniten. S.-A. aus: Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre 1910, IV, H. 2, Berlin 1910.
- WALTHER, JOH.: Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. Aus dem Anhang zu den Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissensch. v. Jahre 1910. Berlin 1910.
- WELTER, OTTO A.: Über anstehenden Nephrit in den Alpen. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturw. Ver. zu Karlsruhe XXIII, 1910. Karlsruhe 1910.
- Die Pharetronen aus dem Essener Grünsand. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens 67, 1910.
  - Über die Deutung des Iberges bei Grund im Harze. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn, Naturw. Abt., 1910. Bonn 1910.
  - Tektonik des Iberger Kalkes bei Grund im Harz. S.-A. aus: Geol. Rundschau I.
- WICHMANN, A.: Über den Vulkan Soputan in der Minahassa. S.-A. aus: Dieser Zeitschr. 62, 1910, Monatsber., Nr. 8/10. Berlin 1910.
- On the volcanic eruption in the Island of Téon (Tijuan) in 1659. Reprinted from: Proceedings of the Meeting of Saturday, Oktober 29, 1910. Amsterdam 1910.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 3.

1911.

---

Protokoll der Sitzung vom 1. März 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Sitzung vom 1. Februar 1911. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor.

**Herr BRANCA spricht über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis vom fossilen Menschen.**

Zwei verschiedene Schädeltypen des fossilen Menschen treten bekanntlich in diluvialer Zeit in Europa auf: Ein höherer, der schon ganz so gestaltet war wie der des heutigen Europäers, und ein niederer, der Neandertal-Typus, der ganz ähnlich war, wie man ihn heute noch unter Australiern findet, unter denen KLAATSCH sogar einen noch tieferstehenden Schädel als den Neandertaler gefunden hat. Auch auf den Philippinen (Luzon) soll Dr. BEAU neuerdings diesen Neandertaler Typus lebend gefunden haben; und selbst von lebenden Europäern hat R. VIRCHOW behauptet, daß er hier und da einmal auftrete. Selbst wenn man letzteres, als noch des Beweises ermangelnd, beiseite läßt, so ergibt sich doch, daß der höhere wie der niedere Schädeltypus, die bereits in diluvialer Zeit in Europa bestanden, auch heute noch auf Erden leben. Nur mit dem Unterschiede, daß der niedere Typus damals ebenso stark, wohl auch noch stärker verbreitet war als der höhere, während er jetzt bereits auf kleine Bruchteile der Menschheit beschränkt, also dem Aussterben verfallen ist.

Aber es gab zu diluvialer Zeit in Europa noch einen dritten Typus, auf dessen große Wichtigkeit ich in meiner unten zitierten Arbeit hingewiesen und den ich als „Zwitter-Typus“ bezeichnet habe<sup>1)</sup>. In diesem Typus (Combe Capelle, Grotte des enfants) finden sich die Merkmale jener beiden Typen vereinigt; insofern, als der obere Teil des Schädels — was Steilheit der Stirn, Höhe des Schädeldaches sowie Fehlen der Überaugenbrauenbögen und Fehlen der Prognathie anbetraf — dem höheren Typus angehörte, wogegen der Unterkiefer in seiner Dicke und Kinnlosigkeit auf den niederen Typus hinwies. Die Wichtigkeit dieses Typus liegt darin, daß man bis jetzt jeden isoliert gefundenen Unterkiefer, welcher die Merkmale des niederen Typus zeigte, ohne weiteres dem Neandertal-Typus zurechnete, wodurch die Zahl der hierher gestellten Schädel natürlich eine größere wurde. Jetzt aber, nach Kenntnis des „Zwitter-Typus“, wird man gegenüber isolierten Unterkiefern mit niederer Gestaltung vorsichtiger sein müssen, da nicht ausgeschlossen ist, daß solche niederorganisierten Unterkiefer zu Schädeln des Zwitter-, d. h. eines höheren Typus gehören können.

Die Merkmale des Neandertal-Typus sind in zwei sehr verschiedenartige Kategorien zu trennen: Die fliehende Stirn und die geringe Höhe des Schädeldaches sind die wichtigeren Hauptmerkmale, da sie die hier geringere Masse des Gehirns verraten, letzteres aber bei uns „Hirnwesen“ das bei weitem wichtigste, markanteste Organ ist. Wobei allerdings nicht aus dem Auge verloren werden darf, einmal, daß diese niederen Schädel durch ihre zum Teil sehr starke Verlängerung nach hinten dennoch viel mehr Gehirnmasse enthalten haben können, als anderenfalls der Fall wäre. Zweitens aber, daß die absolute Masse des Gehirnes doch nur bis zu einem gewissen Grade anhaltgebend ist für die geistigen Fähigkeiten eines Wesens; daß vielmehr Bau, feinere Struktur und relative Größe des Gehirnes gegenüber der übrigen Masse der Nerven entscheidender sein dürften.

Von geringerer Wichtigkeit am Neandertal-Typus sind dagegen die starken Buckeln über den Augen, die Prognathie, die Massigkeit des Unterkiefers sowie der Zähne und das Fehlen des Kinns. Das äußere Aussehen des Gesichtes mußte freilich durch das Vorhandensein dieser Merkmale sehr stark beeinflusst, ins Tierische hinabgezogen werden. Aber selbst wenn die dicken Überaugenbrauenbögen sich zu Horn-

---

<sup>1)</sup> W. BRANCA: Der Stand unserer Kenntnisse vom fossilen Menschen. Leipzig, Veit & Co., 1910. 8°. VII u. 112 S., mit vielen Abbildungen.

zapfen mit Hörnern darauf ausgebildet hätten, wie wir solches ja auf den Stirnbeinen namentlich der Wiederkäuer finden — es würde sich doch immer nur um „Außenwerke“ am menschlichen Schädel handeln, die auf das Gehirn von keinem oder geringem Einflusse waren. Auch die Schnauzenbildung konnte tierisch prognath, der Unterkiefer massig und kinnlos sein, ohne daß das Gehirn wesentlich davon beeinflusst wurde. Höchstens in geringem Maße würde eine Beeinflussung der Masse des Gehirnes durch diese Merkmale erfolgt sein können; insofern, als mit der Schnauzenbildung und der Stärke des Unterkiefers auch die Stärke der Kaumuskeln eine stärkere sein mußte; und da letztere auch am Hirnschädel befestigt sind, so konnten stärkere Kaumuskeln auch stärkeren Druck auf den Hirnschädel hervorrufen und dadurch dessen Ausbildung und damit die des Gehirnes etwas hemmen. Aber dieser Einfluß auf das Gehirn war doch in jedem Falle ganz gewaltig viel geringer als der Einfluß, den fliehende Stirn und niedrige Schädelkalotte auf dasselbe ausübten.

Faßt man nun wieder jene diluvialen „Zwitterschädel“ daraufhin ins Auge, so zeigt sich, daß an ihnen die „wichtigeren“ Merkmale für Zuteilung dieser Schädel zum höheren Typus sprechen, und nur die „weniger wichtigen“ zum niederen.

Tertiäre Menschenreste sind mit absoluter Sicherheit bisher immer noch nicht gefunden worden. Wenn sich bestätigen sollte, daß der in Südamerika angeblich in den Schichten des Monte Hermoso gefundene Atlas eines Menschen sehr kleiner Statur wirklich pliocänen Alters ist, dann wäre dies der erste bisher sicher erwiesene tertiäre Menschenrest. Indessen bisher ist der Mensch Leitfossil für die Jetzt- und die Diluvialzeit; und aus diesem Grunde muß das pliocäne Alter dieser Schichten wohl so lange noch als nicht ganz sicher erwiesen angesehen werden, bis es eben wirklich sicher erwiesen ist. STEINMANN, der das pliocäne Alter der Monte Hermoso-Schichten als wahrscheinlich ansah, drückte sich doch immerhin nicht ganz bestimmt aus; wohl weil es an beweisenden anderen Fossilien fehlt. An den damals zwar schon gefundenen und beschriebenen, aber wieder in Vergessenheit geratenen Menschenhalswirbel wird er bei seinem Urteile kaum gedacht haben; vielleicht hätte er es anderenfalls noch stärker bedingt ausgesprochen? Es kommt dazu der weitere Umstand, daß nach bisheriger Anschauung (wenn man von FL. AMEGHINO absieht) gerade Südamerika das letzte der Länder wäre, an das man als den Entstehungsort des Menschen gedacht hätte.

Selbstverständlich sind das alles nur Momente, welche mich noch zögern lassen, die Schichten des Monte Hermoso und damit den in ihnen gefundenen Halswirbel als tertiär und alle daraus sich weiter ergebenden Konsequenzen als sicher anzuerkennen. Aber auch nichts weiter als „zögern“ lassen. Je weniger wir in der Wissenschaft von vorgefaßten Meinungen ausgehen, je mehr wir uns vergegenwärtigen, daß jeder neue Tag, jeder neue Fund die bisherige Anschauung umwerfen kann, desto vorsichtiger müssen wir in der unbeugsamen Aufrechterhaltung bisher herrschender Anschauungen sein.

FL. AMEGHINO stellt zu dem Atlas noch ein Femur vom Monte Hermoso und stellt für beide zusammen eine neue Vor-Menschengattung auf. Das Femur gehört aber, wie schon ABEL gesagt hat, nicht dem Menschen an, also nicht zum Atlas. Näheres, beweisende Zahlen sowie Bemerkungen über die anderen angeblichen neuen Vor-Menschengattungen AMEGHINOS habe ich in meinem oben zitierten Buche gegeben, ebenso wie ich auch in allem Folgenden das hier nur kurz andeuten kann, was dort ausgeführt ist.

Es ist verschiedentlich die Ansicht ausgesprochen worden, der eingangs besprochene höhere Schädeltypus habe sich in Europa in diluvialer Zeit aus dem niederen entwickelt. Das ist indessen eine Anschauung, die völlig unerwiesen ist. Diese Entwicklung kann ja bereits zu tertiärer Zeit erfolgt sein; sie kann auch in einem anderen Erdteil sich vollzogen haben, so daß dann beide Typen nach Europa erst eingewandert wären und dort einfach nebeneinander gelebt haben würden; es kann sogar gerade umgekehrt der höhere Typus in Europa älter sein als der niedere (Schädel von Galley Hill); der Mensch kann endlich diphyletisch sein, d. h. beide Typen können von zwei verschiedenen Vorfahren-Formen ausgegangen sein. Das alles sind natürlich nur Möglichkeiten; aber sie lassen erkennen, wie unberechtigt es wäre, jene erstere Ansicht als etwas anderes ausgeben zu wollen denn als eine Möglichkeit, die ebenso falsch wie richtig sein kann.

Ähnlich oder vielmehr noch ungünstiger steht es mit jener anderen, ebenfalls von verschiedenen Seiten vertretenen Behauptung, daß der Mensch von den Anthropomorphen abstamme. An und für sich könnten ebensogut gerade umgekehrt die Anthropomorphen vom Menschen abstammen, insofern, als sie lediglich ein Seitenzweig des menschlichen Stammes sein könnten. Ebenso könnten aber auch Mensch wie Menschenaffe zwei gleichwertige Seitenzweige des sich gabelnden, beiden gemeinsamen Hauptstammes sein. Mit Sicherheit können wir nur

zweierlei sagen: Erstens, daß wir nichts darüber wissen, wie sich nun in Wirklichkeit die Sache verhält. Zweitens, daß der Mensch von solchen Anthropomorphen, wie es die heutigen sind, schwerlich abgeleitet werden kann. Es fehlt aber bisher jeder paläontologische Beweis dafür, daß die jung- oder mittel-tertiären Anthropomorphen, in denen wir die Vorfahren der heutigen Menschenaffen erblicken müssen, in den sogleich zu besprechenden Punkten noch anders als die heutigen beschaffen gewesen seien. Schon KLAATSCH hat darauf hingewiesen, daß der Menschenstamm nicht in den Anthropomorphen wurzeln könne, sondern aus tieferer Zeit selbständig gerade heraufgewachsen sein müsse aus Gründen, welche er der Gestaltung von Fuß und Hand entnahm. ADLOFF hat dann ebenso die Abstammung von den Anthropomorphen als unmöglich verneint wegen der Gestaltung der Milchprämolaren, die beim Menschen gerade nicht auf Anthropomorphen als Ahnen hinweist. Wiederum ein anderer Grund liegt in der Gestalt des Femur, das beim Menschen schlank und lang, bei den Anthropomorphen gedrunken ist — mit Ausnahme des Gibbon, der ein dem Menschen ähnliches Femur besitzt. Einen letzten Grund bildet die so große Länge der Arme bei allen Anthropomorphen einschließlich des Gibbon.

Bevor also nicht nachgewiesen ist, daß bei jung- und mittel-tertiären Anthropomorphen alle diese Verhältnisse etwa noch anders gewesen sind als bei den heutigen Anthropomorphen, oder daß etwa umgekehrt bei dem tertiären Menschen diese Verhältnisse noch den heutigen Menschenaffen ähnlicher waren, können wir unmöglich als sicher behaupten, daß der Mensch von den Menschenaffen abstamme.

Noch mehr aber schwebt in der Luft die von E. HÄCKEL immer wieder vertretene Behauptung, daß wir alle fossilen Übergänge vom niedersten Halbaffen bis zum Menschen hinauf haben, daß also die ganze fossile Ahnenreihe des Menschen sichergestellt sei. Das ist völlig unrichtig. Der fossilen Halbaffen gibt es freilich eine ganze Anzahl; aber einen Stammbaum kann man nicht bei den ältesten Formen beginnen, von denen man ja gar nicht weiß, ob sie wirklich die Ahnen waren. Einen Stammbaum kann man nicht von unten herauf, sondern nur von oben hinab bauen. Vom Menschen aus muß man in immer tiefere Etappen hinabsteigen; nur so kann man dann erkennen, wohin man schließlich gelangt. Aber diese Etappen können wir doch bis jetzt noch nicht mit Sicherheit erkennen. Wozu also einen Phantasie-Stammbaum konstruieren und behaupten, daß er tatsächlich erwiesen sei? Es ist doch wahr-



lich keine Schande, zu gestehen, daß wir in der wichtigsten aller paläontologischen Fragen, in der nach unserer Abstammung, noch nichts Sicheres wissen. Die Paläontologie ist noch eine so junge Wissenschaft, stützt sich bisher auf zum Teil so überaus mangelhaftes Material, daß unser Nicht-Wissen sehr erklärlich ist.

Nicht einmal die nach HÄCKEL nächste angebliche Vorfahren-Etappe des Menschen, der *Pithekanthropus* aus Java, ist als solche sichergestellt; sondern im Gegenteil, er ist allmählich immer weniger Vorfahr geworden, immer mehr nur zu einem Seitenzweige degradiert worden. Das liegt in seinen Altersverhältnissen, über welche eine ganze Anzahl von Urteilen verschiedener Forscher vorliegt, die fast alle zwischen mitteldiluvial und altdiluvial schwanken. Nur BLANCKENHORN kommt jetzt, wie früher DUBOIS, zu der Ansicht, daß *Pithekanthropus* vielleicht altdiluvial, vielleicht ganz jung pliocän sei. Man kann also darin Sicheres über *Pithekanthropus* bisher absolut noch nicht sagen.

Deswegen bleibt er doch morphologisch ein Bindeglied; und E. DUBOIS Ruhm, ihn entdeckt zu haben, bleibt derselbe, unraubbare, große.

Aber warum denn — und das gilt ganz allgemein, nicht bloß vom menschlichen Stammbaume — in jedem Fossil, das der Gestaltung nach ungefähr in die Stammreihe zu passen scheint, nun mit Sicherheit eine Etappe des Stammes erblicken wollen, während es doch vielleicht ebenso gut oder noch viel eher nur ein Stück eines Seitenzweiges ist! Hat denn nicht jeder Baum immer nur einen einzigen Stamm, wohl aber viele Seitenzweige? Ist also die Wahrscheinlichkeit, daß wir in einem solchen Fossil eine Etappe eines Seitenzweiges vor Augen haben könnten, nicht eigentlich größer, als daß es eine Etappe des Stammes bilden müsse?

Zudem wissen wir noch gar nicht, wo denn die Ahnen des Menschen hergekommen sind; denn von verschiedenen Seiten sind nicht weniger als 6—7 verschiedene Länder dafür in Anspruch genommen worden<sup>1)</sup>: Das nordpolare Gebiet, Europa, Asien, Java, Australien, Südamerika, Afrika. Satis superque; und weiter, immerhin ist es doch auch möglich, daß die tertiären Vorfahren des Menschen für ewig begraben liegen, entweder unter Schnee und Eis im hohen Norden, oder auf

---

<sup>1)</sup> Ganz ähnlich wie bei der Frage nach der Lage des Paradieses, das ein für Ostpreußen begeisterter Eingeborener (wegen der Bernsteinflora) sogar nach Ostpreußen verlegt wissen wollte.



dem Boden unter den Wasserspiegel hinabgesunkenen Festlandes.

Von fossilen Anthropomorphen hat man, gegenüber den vier lebenden, neun Gattungen bisher aufgestellt: sechs in Europa, zwei in Asien, eine in Afrika. Davon sind vier nur je durch einen einzigen Zahn vertreten; von den anderen fünf aber sind die meisten nur aus so mangelhaften bzw. spärlichen Zahn- und Kieferresten bekannt, daß ebenfalls wenig damit anzufangen ist — so lange man eben das Ziel der Wissenschaft darin sucht, Exaktes, sicher Begründetes zu geben, nicht aber Spazierflüge im Reiche der Phantasie. Nur von *Dryo-* und *Pliopithecus* ist ein wenig mehr, aber immer noch zu spärliches Material bisher gefunden. *Dryopithecus* hat auch die dem Menschen ähnlichsten Molaren, aber eine für einen Ahnherrn des Menschen — mir wenigstens — doch recht unbequeme lange Schnauze; und über das doch so sehr wichtige Längenverhältnis der Arm- und Beinknochen zueinander und zum ganzen Körper wissen wir noch nichts. SCHLOSSER hat nun neuerdings in den von E. FRAAS aus Ägypten geholten Fossilien den bezahnten Unterkiefer eines oligocänen Anthropomorphen, etwa von der Größe eines Katzenunterkiefers, entdeckt. Das ist, da es sich um Afrika handelt, überaus interessant. Aber daß das nun der gesuchte gemeinsame Stammvater der Menschen und der Menschenaffen sein soll, wie SCHLOSSER sagt, das gehört doch einstweilen noch in das Reich der Phantasie. Selbstverständlich müssen der diluviale Mensch tertiäre Vorfahren und diese wiederum Vorfahren gehabt haben. Aber ist denn irgend etwas gewonnen, wenn wir auf Grund völlig ungenügenden Materiales in der höchsten aller paläontologischen Fragen ganz Unsicheres als sicher oder auch nur als wahrscheinlich hinstellen?

An der Diskussion beteiligen sich die Herren BLANCKENHORN, CARTHAUS, LEPLA, MENZEL, WERTH, OPPENHEIM.

Herr MENZEL bemerkte dazu: In seiner Arbeit über den Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis* aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg (Ein Beitrag zur Paläontologie des Menschen. Mit 13 Tafeln. Leipzig bei WILH. ENGELMANN 1908) führt Herr SCHOETENSACK vollkommen zutreffend auf Grund der Untersuchungen der Lagerungsverhältnisse und der Säugetierfauna durch BENECKE und COHEN, ANDREAE und SAUER aus, daß die Schichten von Mauer dem tieferen Diluvium angehören, durch das Vorkommen einiger Formen wie *Rhinoceros etruscus* aber Beziehungen zum Tertiär aufweisen.

Die von ANDREAE zuerst untersuchte, von GEYER neu bearbeitete Molluskenfauna zeigt aber eine rein diluviale Zusammensetzung, ja, einige Formen deuten auf Einwanderung aus dem Norden und Nordosten, also wahrscheinlich schon auf eiszeitliche Einflüsse hin. Durch die populäre Literatur, insbesondere durch das Kosmos-Heft von W. BÖLSCHKE: „Der Mensch der Vorzeit“ ist die unzutreffende Bezeichnung des Unterkiefers von Mauer als Rest des „Tertiär-Menschen“ weit verbreitet worden. Es scheint angebracht, vom geologischen Standpunkte aus einmal mit allem Nachdrucke darauf hinzuweisen, daß von tertiärem Alter der Fundschichten keine Rede sein kann. Der Ruhm, das älteste bisher bekannte Überbleibsel vom Menschen zu sein, bleibt dem Heidelberger Kiefer trotzdem erhalten.

Durch die Ausführungen von KLAATSCH in der Zeitschrift für Ethnologie und in der Prähistorischen Zeitschrift ist ohne Zweifel festgestellt worden, daß wir zur Diluvialzeit in Europa zwei voneinander deutlich verschiedene Menschenrassen, oder wenn man will, Menschenarten hatten, deren Vertreter einmal die Funde aus der Neandertalhöhle und die Knochen von Spy sowie einige andere Reste darstellen, deren andere der Aurignacenser von Combe-Capelle sowie der Schädel von Galley-Hill usw. bilden. KLAATSCH führt aus, daß von diesen beiden Menschenrassen die eine, die des Neandertalers, ihre Entwicklung und Hauptverbreitung im Westen, im südwestlichen Europa und im nördlichen Afrika hatte und dort mit einer Tiergesellschaft zusammen lebte, die durch *Elephas antiquus* charakterisiert wird. Die andere, schlankere Aurignacenserrasse war im Osten, im südöstlichen Europa und im nordwestlichen Asien heimisch und lebte dort in Gemeinschaft einer durch das Mammut bezeichneten Tiergesellschaft. Bei der weiteren Ausbreitung beider oder vielleicht bei Wanderungen, die sie mitsamt der mit ihnen lebenden Tierwelt zur Diluvialzeit unternahmen, vielleicht unter dem Einfluß der weiter im Norden auftretenden Vereisungen, stießen sie im mittleren Europa aufeinander. Als ein Zeugnis eines solchen feindlichen Zusammenstoßes sieht KLAATSCH das „Schlachtfeld von Krapina“ an, auf dem sich nach KRAMBERGER die deutlichsten Spuren von Kanibalismus gefunden haben. Es hat aber sicher später auch eine friedliche Mischung der verschiedenen Rassen stattgefunden, wie an geologisch jüngeren Skeletten (Schädel von Cancelade, Cro-Magnon usw.) zu beobachten ist, die Merkmale beider Rassen aufweisen. Interessant ist noch KLAATSCH' Stellung zur Verwandtschaft der Menschen und der Menschenaffen. Durch genaue Untersuchungen und Vergleiche der Skelettteile hat er

gefunden, daß einerseits der Gorilla in einer Reihe von Merkmalen große Ähnlichkeit im Knochenbau mit den Menschen der Neandertalrasse besitzt, anderseits aber der Orang dem Aurignacenser recht nahe steht. Daraus schließt er, daß der heute in Asien lebende Orang-Utan ein Seitenzweig der östlichen Aurignacenser Rasse ist, während der afrikanische Gorilla sich von der Neandertaler Rasse abgezweigt hat. Die Ähnlichkeit der plumpen dicken Gorillaknochen mit dem Neandertalerskelett und des schlankeren Orangs mit den hochgewachsenen geraden Aurignacensern zeigt KLAATSCH z. B. sehr schön an der Zusammenstellung einmal der Tibien und zum anderen der Femora<sup>1)</sup> dieser vier Lebewesen. Diese Übereinstimmung trifft außer in der allgemeinen äußeren Gestalt noch viel mehr in vielen kleinen Merkmalen zu, wie KLAATSCH des näheren ausführt.

Wenn Herr BRANCA bemerkte, daß es interessant und lohnend sein dürfte, wenn ein „in der Erforschung der Quartärschichten erfahrener Geologe“ einmal genau die Fundstätte der Menschenknochen von Galley-Hill untersuchte, um das noch nicht genau bekannte Alter der Fundschichten festzustellen, so gilt dasselbe noch viel mehr von den Lagerstätten der beiden HAUSERSchen Skelette aus der Dordogne. Das Alter dieser Skelette ist bisher lediglich nach den beigegebenen Artefakten bestimmt worden. Über die Beziehungen der dort auftretenden Kulturstufen zu geologischen Horizonten sind zwar mehrfach Untersuchungen angestellt und Vermutungen aufgestellt worden, dieselben können aber nicht sonderlich befriedigen. Außerdem ist das kulturelle Alter bei beiden Skeletten noch nicht unbestritten. Der Mensch von Le Moustier wird häufig als der Moustier-Stufe angehörig bezeichnet; KLAATSCH macht aber schon darauf aufmerksam, daß ihm Artefakte vom Typus von St. Acheul beigegeben waren. Dem *Homo Aurignacensis Hauseri* wird einerseits ein Alter des unteren Aurignacien zugewiesen; RUTOT betont aber, daß bei ihm echte Moustier-Typen gefunden worden sind, er also dem Mousterien zuzuweisen ist. Ein geologisches Profil ist zwar zur Zeit der Auffindung von BAECHLER aufgenommen worden, RUTOT erklärt dasselbe indessen für ungenau und ersetzt es durch ein anderes. Aber auch RUTOT macht keine näheren paläontologischen Angaben über die betreffenden Fundschichten sowie die übrigen Schichten des Profils. Kein einziger der Besucher der Vézèretales hat bis jetzt

---

<sup>1)</sup> Zeitschr. f. Ethnologie, 42. Jahrg., S. 545 und 558.

eine genaue Stratigraphie der unter dem Abri auftretenden Diluvialschichten auf Grund der übrigen Fauna, der Wirbeltiere und der Conchylien, aufgestellt. Und doch sind, wie ich aus dem Munde des Herrn HAUSER gehört habe und wovon ich mich durch Funde, die Herr HAUSER wie auch Herr Konservator ED. KRAUSE dort gemacht haben, überzeugen konnte, massenhaft Säugetierknochen und Conchylien in den Schichten vorhanden, aus denen man unschwer die klimatischen und sonstigen Verhältnisse bei Ablagerung dieser Bildungen erkennen und ihre etwaigen Beziehungen zu den Eis- und Zwischeneiszeiten feststellen könnte. Bei der großen Wichtigkeit dieser Skelettfunde für die Kenntnis von der Entwicklung und vom Stammbaum des Menschen und bei der Fülle und der Bedeutung der zahlreichen Fragen, die sich an diese Skelette anknüpfen, wäre es von größtem Interesse, wenn hier eine genaue und gründliche Untersuchung und Altersbestimmung der Fundschichten durch einen „in der Diluvialforschung erfahrenen Geologen“ durchgeführt würde.

Alsdann trägt Herr KRUSCH über die genetischen Verhältnisse der Otavi-Lagerstätte vor<sup>1)</sup>.

Es sprechen zum Vortrag die Herren SCHEIBE und BRANCA.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BÄRTLING.	BRANCA:	FLIEGEL.

---

<sup>1)</sup> Der Vortrag wird in den Abhandlungen veröffentlicht werden.

## Briefliche Mitteilungen.

### 7. Über die Auffindung von Fossilien im untersilurischen Chamosit-Eisenerzlager von Schmiedefeld bei Wallendorf im Thüringer Walde.

Von Herrn H. HESS VON WICHENDORFF.

Berlin, den 19. Dezember 1910.

Schon seit 40 Jahren sind in den untersilurischen Chamositerzlagerstätten Böhmens lokale Vorkommen charakteristischer Fossilien bekannt geworden<sup>1)</sup>, so in Chrustenic, Krahulov, Jinočan und namentlich in Nučic. GÜMBEL<sup>2)</sup> gelang es sodann, im untersilurischen Eisenerz am Leuchtholz bei der Lamitzmühle nordwestlich von Hof eine *Orthis* aus der nächsten Verwandtschaft mit *Orthis Lindstroemi* LINNARSSON in großer Anzahl nachzuweisen. Im angrenzenden Frankenwald und im Thüringer Schiefergebirge, wo Chamosit- und Thuringitlager im Untersilur an zahlreichen Stellen, in zum Teil sogar bis 20 m Mächtigkeit, auftreten, war dagegen bisher vergeblich in ihnen nach Versteinerungen gesucht worden. In der Tat ist das Vorkommen der Fossilien im Eisenerz, auch in Böhmen, wie VALA und HELMHACKER ausdrücklich erwähnen, eine höchst seltene, nur auf bestimmte Stellen beschränkte Erscheinung; ihre Auffindung dort war nur dem großen Bergbau-Aufschlusse sowie den Prüfungen des Lagers auf seine Mächtigkeit, verbunden mit einem glücklichen Zufall, zuzuschreiben.

Um so anerkennenswerter ist die Aufmerksamkeit des Betriebsleiters des Schmiedefelder Eisenbergwerkes, J. BOTTENBERG,

---

<sup>1)</sup> VALA und HELMHACKER: Das Eisensteinvorkommen in der Gegend zwischen Prag und Beraun. (Archiv der Naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, Bd. II, II. Abt., T. 1, Prag 1873, S. 251—252.) Ferner F. KATZER: Geologie von Böhmen, Prag 1902, S. 896.

<sup>2)</sup> C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, Gotha 1879, S. 423 (und Abb. S. 420).

der vor 2 Jahren einen schmalen Fossilhorizont in diesem größten unserer Thüringer Chamositlager entdeckte und wissenschaftlicher Untersuchung zugänglich machte. Auf 250 m Erstreckung fand er im Ostfelde bei Schmiedefeld-Wallendorf unweit Gräfenthal im Chamositerz nahe am Hangenden eine etwa 7 cm mächtige Schicht mit zahlreichen Abdrücken und Steinkernen von Fossilien<sup>1)</sup>. Die schmale Fossilbank ist im dunkeln Oolitherz durch ihr eigentümlich zerfressenes Aussehen wie durch graugelbe bis grünlichgraue poröse Schlieren erkennbar. Sekundäre Auslaugungen und die oolithische Natur des Gesteines tragen viel Schuld an der meist recht ungünstigen Erhaltungsart der z. T. nur bruchstückweise vorhandenen Versteinerungen.

Die Fauna des Schmiedefelder Chamositlagers, deren Feststellung Herr Bergreferendar DIENST lebenswürdigerweise übernommen hatte, läßt infolge ihres Erhaltungszustandes nur eine allgemeine Bestimmung zu. Es sind zahlreiche Kopfschilder von Trilobiten aus der Verwandtschaft von *Iliaenus* und *Aeglina*, von letzterer auch viele Augenpolster, vorhanden. Vorwiegend häufig sind Gastropoden aus den Familien der Neritopsiden, Pleurotomariiden, Bellerophontiden, Pyramidelliden und Capuliden. Seltener sind Stielglieder von Crinoiden. An neuerem, erheblich besser erhaltenen Material gelang es Herrn Kollegen A. FUCHS, folgende Fossilien mit Bestimmtheit zu erkennen:

*Aeglina armata* BARR.

*Aeglina* sp.

*Iliaenus* aff. *perovalis* MURCHISON.

*Macrocheilus* aff. *cancellatus* LINDSTR.

*Orthis parva* PAND.-DAVIDS.

*Orthis* sp. aff. *Budleighensis* DAVIDS.

? *Echinospaerites* sp.

Crinoidenreste.

Die angeführten Trilobitengattungen bestätigen auch ihrerseits das stratigraphisch sichere untersilurische Alter des Thüringer Chamosithorizontes, das bei den böhmischen Fundstellen bereits festgestellt ist. Trilobiten und Gastropoden wiegen in den böhmischen Vorkommen ebenfalls vor; dort treten aber ferner auch zahlreiche Cystideen und Orthoceratiten auf, die bisher im Schmiedefelder Lager sich noch nicht haben

---

<sup>1)</sup> Herr Landesgeologe Prof. E. ZIMMERMANN stellte mir ferner sein großes, ihm ebenfalls von Herrn BOTTENBERG geschicktes, einschlägiges Material zur Verfügung, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche.



nachweisen lassen. Durch die Freundlichkeit des Herrn Bergreferendars WÄCHTER war ich in der angenehmen Lage, das neuerdings von ihm in Nučie in Böhmen aufgefundene vorzügliche Fossilienmaterial einzusehen und eingehende Vergleiche mit dem Schmiedefelder Lager anzustellen. Erfreulicherweise hat Herr WÄCHTER seine Funde dem Geologischen Landesmuseum in Berlin übergeben, wo auch die Chamositfossilien des Thüringer Vorkommens aufbewahrt werden.

## 8. Zur Morphologie und Tektonik Pommerns.

Von Herrn W. DEECKE.

Freiburg, den 6. Februar 1910.

Durch eine unerwartete Folge von Umständen hatte ich Gelegenheit, in diesem Herbst abermals Pommern zu besuchen und speziell Hinterpommern nochmals zu bereisen. Diese Exkursion hat mir in mancher Weise eine Bestätigung vor Jahren ausgesprochener Ansichten geliefert und eine Reihe neuer Betrachtungen angeregt, die ich nun veröffentliche, weil ja jetzt die von mir schon früher behauptete tektonische Gestaltung Pommerns in den Ausführungen von JÄKEL wieder zur Diskussion gestellt ist.

Bei meiner Reise gelangte ich auch nach Pollnow, dessen eigentümliches breites, von Sand erfülltes Tal eine der auffallendsten Erscheinungen der Gegend ist. KEILHACK<sup>1)</sup> hat diese Sande und das Tal als Reste des großen pommerschen spätglazialen Urstromtales aufgefaßt, das den Rummelsburger und den Persantestausee miteinander verband. Er spricht von zwei Terrassen in 100 und 130 m Meereshöhe. Diese Terrassen sind vorhanden und trefflich zu erkennen. Er sagt ferner, daß die tiefste Stelle des Wasserpasses östlich von Pollnow in einer Meereshöhe von 108 m läge. — Bei meinem Besuche von Pollnow wurde am Eingange der Stadt vom Staatsbahnhofe her gerade ein Haus gebaut. Zu dem Zwecke war die Terrasse, auf welcher beide Bahnhöfe und einige Ziegeleien stehen, auf

---

<sup>1)</sup> Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Landesanst. für 1898, XIX, 1899, S. 123.

5—6 m Tiefe ganz vorzüglich angeschnitten. Die ganze Wand bestand aus horizontal liegenden braunen Bändertonen mit wechsellagernden feinen Sanden. Größere Steine fehlten ganz. Es waren Ablagerungen in einem sehr langsam fließenden, wenn nicht stehenden Wasser, das einst das breite Grabowtal und seine Nebentäler erfüllt hat. Es ist das, was KEILHACK als Urstromtal bezeichnete. Um so überraschter war ich, als ich beim Untersuchen der Bändertone zahlreiche Pflanzenreste fand. Selbst ganz unten, ca. 5 m unter der Oberfläche, in eben frisch abgestochenen Schichten waren Kohletrümmer, kleine Zweige und Blattreste nachzuweisen, sobald man die Bändertone nach den Schichtenfugen auseinanderbrach. Ich beobachtete Blattansätze vom Schilf mit der konvergierenden charakteristischen Berippung, einen Stengel vom Schachtelhalm, Binsenreste, eine Frucht, einen Zweig von einem Zwergstrauche, vielleicht von *Empetrum* oder *Calluna*, ferner einen Insektenflügel und Holzkohle. Leider war ich gar nicht ausgerüstet, um diese Sachen zu konservieren; beim Trocknen ist mir alles zerfallen.

Mir scheint trotzdem die Tatsache wichtig genug, um auf das Vorkommen aufmerksam zu machen. Sind diese Sande wirklich glazial, so ist das reiche Pflanzenleben sehr merkwürdig. Ich möchte eher umgekehrt schließen: diese vielen Pflanzen lassen ein wesentlich jüngerer Alter der tonigen Sande vermuten; die ganze Sandfläche ist postglazial.

Zweitens konnte ich bei Gramenz das Moor etwas studieren, das zwischen Station und Ort zurzeit sehr gut wegen Baues einer Fabrik angeschnitten ist. Das Moor hat dort am Gehänge eigentlich gar keine normale Lage; man sollte es tiefer erwarten; es zieht sich aber weit nach oben hinauf. Es könnte als Gehänge- bzw. Hochmoor gedeutet werden, das sich unabhängig von den Tiefen durch atmosphärische Niederschläge entwickelt hat. Dagegen spricht aber der auch in den oberen Partien zu richtigen Travertinmassen zusammengeschlossene Kalk. Ein solcher kann sich nur bei mineralischer Zufuhr entwickeln. Wo sollen aber dort am Gehänge Quellen herkommen? Auch liegen die Moorschichten, soweit ich gesehen habe, horizontal. Es fehlt der stauende Gegenflügel an der unteren Seite. Auf mich hat dies Moor den Eindruck einer Bildung gemacht, die unter anderen topographischen Geländeverhältnissen entstanden und erst nachträglich in die etwas höhere Lage gebracht worden ist.

Dies wäre sehr wohl möglich; denn meiner Ansicht nach hat Hinterpommern in der Postglazialzeit ebenfalls noch Bodenbewegungen erlitten. Die Senkungen der Ancyclus- und vor

allem der Litorina-Zeit im Ostseebecken nebst der letzten Hebung sind doch nicht spurlos an dem Randgebiete vorübergegangen. Die Pollnower pflanzenführenden Sande könnten der Ancyclusperiode angehören, die Veränderungen im Gramenzer Moor nach der Litorina-Zeit stattgefunden haben.

Man hat diesen Bewegungen bisher zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt, hat alles auf die Eiszeit und deren Wirkungen bezogen, also zu einseitig betrachtet. Die tektonischen Veränderungen in der letzten Interglazialzeit haben Rügen und Vorpommern umgestaltet. Ich fasse die Störungen auf Usedom, bei Finkenwalde, Stettin gegenüber, auf Wollin alle als gebirgsbildende Vorgänge auf. Die Eismasse kann derartiges gar nicht schaffen; wie soll sie 100—200 m hinab stauchend und aufpflügend wirken und dabei die lockeren Diluvialsande nicht fortgehobelt haben? Tektonische Vorgänge, wie das Entstehen von Verwerfungen oder gar Faltung, werden sich im Diluvium und z. T. in dem weichen, tonig-sandigen, lockeren Tertiär kaum anders als Stauchungen und Verbiegungen kund tun können. Warum liegt z. B. der ältere Geschiebemergel ohne Stauchung in Rügen und anderswo glatt auf der Kreide? Der Gollenberg bei Köslin, wo durch Bohrung die gewaltige Überschiebung nachgewiesen wurde, erstreckt sich, wenn wir von der letzten großen pommerschen Endmoräne ausgehen, in der Flußrichtung des Inlandeises. Wie soll da die über 100 m mächtige Störung entstanden sein? Ferner ist in der Verlängerung der Kösliner Verschiebung bei Bublitze auch der Endmoränenbogen unregelmäßig und macht einen sehr auffallenden Knick. — Bei dieser Gelegenheit sei die sonderbare gleiche Teilung des Endmoränenbogens hervorgehoben. Von Zehden (Odertal) bis Schwachenwalde ist das O—W gerichtete Stück ebenso lang wie Enzig—Virchowsee und wie Virchowsee—Sullenczin, wo der westpreußische Bogen einsetzt. Man messe dies nur auf der KEILHACKschen Karte nach, und zwar ist das Maß ca. 92 km. Es kommt also selbst dies glaziale Gebilde auf die von mir soviel beobachteten Maße hinaus; wie sehr, zeigt, daß das N—S gerichtete Stück Enzig—See—Schwachenwalde ca. 46 km mißt.

Die Flußtäler Hinterpommerns hat KEILHACK durch einen Wechsel von Rand- und Schmelzwasserstrom zu erklären versucht, derart, daß sich die Wasser an den verschiedenen Stillstandslagen des gegen NNO zurückweichenden Eises entlang bewegten, und sobald ein Teil der Ostsee frei wurde, ein altes, nach Süden gerichtetes Schmelzwassertal mit umgekehrtem Abflusse nach Norden benutzten. Hat nun damals die Ostsee

schon so bestanden, daß man auf sie diese Täler beziehen darf? Mir erscheint es fraglich! Viel merkwürdiger ist auch bei dieser Erscheinung, daß das Eis und die Flüsse überall dieselben Winkel und Maße durch Moränenanhäufungen und Erosion erzeugt haben sollen. Das hinterpommersche Flußsystem ist nur scheinbar unregelmäßig. Im einzelnen kehren überall die gleichen Winkel und Formen wieder. Davon überzeugt man sich am besten dadurch, daß man charakteristische Flußbiegungen und Knickungen durchpaust und auf andere ähnlich aussehende legt. Ich habe es so auf der KEILHACKSchen Karte mit der unteren Persante von Belgard bis Kolberg gemacht und an vielen Stellen volle Übereinstimmung gefunden, natürlich nicht im ganzen Flußlauf, aber im Maß und Winkel auf viele Kilometer, z. B. an der unteren Lupow, Leba, mittleren Leba und Rheda, Wipper bei Schlawe. Ferner ist die untere Persante Kolberg—Belgard fast genau in sich umkehrbar; ebenso die Stolpe oberhalb Stolp, die untere Lupow. Die obere Rega von Regenwalde an ist identisch mit der unteren Wipper von Schlawe bis Rügenwalde. Um ganz sicher zu gehen, habe ich die Karten 1 : 100 000 genommen.

Es wäre doch sehr sonderbar, wenn der Gletscher diese wiederkehrenden Formen geschaffen hätte! Daran kann ich umsoweniger glauben, als die gleichen Formen auch anderswo nachweisbar sind, wo das Eis doch nur eine untergeordnete Rolle spielte. Die Ecke bei Lebbin auf Wollin ist so genau wie möglich die unterste Persante-Biegung. In gleicher Weise sind die Formen Rügens, nämlich Jasmund, Tromper und Prorer Wiek wiederzuerkennen in manchen Flußbiegungen Hinterpommerns. Am häufigsten und deutlichsten erscheint aber das Randowtal. Paust man sich den Westrand dieses auffallend gebogenen Tales auf der KEILHACKSchen Karte durch, so hat man damit 1. und 2. die Nord- und Südküste des Greifswalder Bodens, 3. Madüe-Furche nebst dem Plöne-See, 4., 5. und 6. die Endmoränenbogen bei Schwachenwalde, Nörenberg und Bublitz, 7. das Stolpetal unter- und oberhalb Stolp, 8. die Ostgrenze des Diluvialplateaus an der unteren Leba, 9. das Netztal O von Schönlanke und 10. ebenso bei Czernikau, 11. das Warthetal bei Schwerin, 12. Endmoräne N von Berent, 13. die Bucht bei Swinemünde, 14. Oberlauf der Lupow, 15. Regatal bei Regenwalde, 16. Buchheide und Odertalrand bei Stettin. Man muß nur die Pause bald rechts, bald links, bald umgekehrt einpassen. Auch ist die Randowtallinie in sich umkehrbar.

Bei dieser Fülle von Gleichheiten in der Morphologie müssen wir Regelmäßigkeit im inneren Bau des Landes an-

nehmen. Von einer beliebigen Aufschüttung des Diluviums, von einer wahllosen Erosion durch Glazialwasser kann meiner Ansicht nach gar keine Rede sein. Die vor der letzten Eiszeit einsetzende Bodenbewegung hat das Relief in den großen Zügen geschaffen, das Inlandeis dann die neue Landschaft etwas, aber wenig umgestaltet. Die Verschiebungen gingen während der letzten Vereisung und nach dieser weiter und haben wahrscheinlich sogar in großen Zügen die Grenzen des nordischen Eises bestimmt<sup>1)</sup>.

## 9. Über eine Lavahöhle in Mexico.

Von Herrn ERICH HAARMANN.

(Mit einer Textfigur.)

Mexico, D. F., den 29. November 1910.

Im Staate Puebla, auf Blatt 19 — II — (F) der Karte 1:100 000 der Republik Mexico<sup>2)</sup> liegt am Nordfuße des Cerro Tzinacamostla eine etwa 500 m lange, bis 15 m hohe und bis 10 m breite Höhle in Lava, die Tzinacamostoc-Höhle<sup>3)</sup>.

Der Eingang zur Höhle liegt unmittelbar beim Ranchito Tzinacamostoc. Von hier hat die Höhle in etwa 170 m Länge südliche Richtung. Nicht weit vom Eingang finden sich in der Höhlendecke zwei runde Öffnungen von mehreren Metern Durchmesser. Dieser Teil der Höhle ist gut zu passieren, da seine Sohle mit Alluvionen bedeckt ist. An seinem Ende hat man die Höhle vermauert, um die zeitweise durch die Höhle fließenden Wasser aufzufangen. Natürlich sickert das Wasser durch die Alluvionen und die Lava, so daß nur nach starken Regengüssen dieser Teil der Höhle etwas Wasser enthalten mag.

Um zu dem hinter der Mauer gelegenen Teil der Höhle zu gelangen, muß man zum Eingang zurück und dann über das Lavafeld bis zu einer Öffnung in der Höhlendecke gehen.

<sup>1)</sup> Vgl. N. Jahrb. Min. 1910, Bd. I, S. 133.

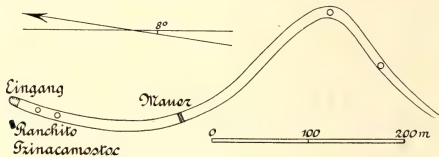
<sup>2)</sup> Diese Karte ist durchaus nicht mit deutschen zu vergleichen. Einigermassen genau sind nur die Lage der Orte und die Hauptwege. Die für den Geologen so wichtige Orographie ist nicht einmal annähernd richtig.

<sup>3)</sup> Den Herren MANUEL AMIEVA und IGNACIO RIVERO, durch deren freundliche Vermittelung ich die Höhle im Juli dieses Jahres besuchen konnte, sage ich auch an dieser Stelle verbindlichsten Dank.



Durch diese gelangt man in die Höhle und kommt in nord-westlicher Richtung nach etwa 190 m an die Mauer. Zahlreiche herabgefallene Lavablöcke erschweren hier die Begehung<sup>1)</sup>.

Der letzte Teil der Höhle ist von der erwähnten Öffnung in der Decke nach Südwesten gerichtet. Ein weiteres Vordringen wird schließlich dadurch unmöglich, daß die Firste der Höhle nahe auf die Sohle herabkommt.



Skizze der Tzinacamostoc-Höhle,  
aufgenommen am 28. Juli 1910 von E. HAARMANN.

Die Entstehung der Höhle erkläre ich dadurch, daß der, wahrscheinlich vom Cerro de Pizarro kommende, mehrere Kilometer breite Lavastrom an der Stelle der heutigen Höhle einen Fluß antraf. Dort, wo die flüssige Lava mit dem Wasser in Berührung kam, granuliert sie; dabei bildeten sich Gase, welche den oberen Teil der Lavadecke aufwölbten. An einigen Stellen, wo die Lavadecke am dünnsten war, suchten die Gase Ausweg ins Freie. Sie bildeten Schlackenschornsteine sowie Blasen von mehreren Metern Durchmesser, die dann platzten. Diese geplatzten Blasen sind deutlich an der Struktur des Gesteins zu erkennen, das hier in seiner schaligen Absonderung ganz der Form der Blasen entspricht. Diese Öffnungen in der Höhlendecke sind daher leicht von denen zu unterscheiden, die durch späteren Einsturz der Decke entstanden sind; denn dort zeigt die Lava, wie auch sonst, den Wandungen der Höhle parallele, schalige Absonderungen.

Die durch das Wasser granuliert Lava (Bimsstein) ist durch weiterdauernde Wasserzirkulation zum Teil fortgeführt, zum Teil durch neues Material, das mit dem Wasser in die Höhle kam, zugedeckt worden. Nur an einigen Stellen findet man in der Höhle granuliert Lava.

<sup>1)</sup> Tausende von Fledermäusen haben stellenweise viel „Guano“ abgelagert, wie man ihn in Mexiko häufig findet. Er hat nur geringen Ammoniakgehalt, und da er meist nicht an Ort und Stelle verwertet werden kann, so hat er selten wirtschaftliche Bedeutung.



Der ehemalige Wasserspiegel ist in einer scharfen Linie an beiden Wänden der Höhle sehr gut zu sehen. Denn oberhalb des Wasserspiegels hatte im wesentlichen die Lava Zeit, langsam zu erkalten, und zeigt daher an der Oberfläche erstarrte Flußformen: sei es nach unten gerichtete Schlackenwülste, sei es, an den überhängenden Teilen der Wandung, stalaktitenförmige, seltener gardinenartige Gebilde. Stellenweise ist die Lava dort, wo sie solche Formen zeigt, oberflächlich leicht grannliert, und zwar durch das bei Berührung mit der Lava natürlich stark aufkochende Wasser.

Unterhalb des Wasserspiegels konnten sich keine Flußformen bilden, da ja die Lava rasch abgekühlt und granuliert wurde. Mit Abnahme der Wirkungskraft des Wassers nach den Seiten des Flußlaufs mußte sich die Intensität der Granulation verringern und die Festigkeit des Gesteins zunehmen. Nach Fortführung der losen granulierten Lava zeigt daher das Gestein ein durchaus rauhes, stark poröses, aber doch zusammenhängendes Gefüge. An einigen Stellen ist diese rauhe Oberfläche von den später durchströmenden Wassern und dem von ihnen mitgeführten Material bis auf die feste Lava abpoliert worden, was vielfach auch in den tieferen, jetzt mit Alluvionen aufgefüllten Teilen der Höhle der Fall sein wird.

---

## 10. Das geologische Alter der Holzreste von König-Karls-Land (und der oberjurassischen Flora der Arktis überhaupt).

Erwiderung an Herrn C. BURCKHARDT.

Von Herrn W. GOTHAN.

Berlin, den 15. Dezember 1910.

In einer neu erschienenen Arbeit äußert sich C. BURCKHARDT auch über die „angeblich jurassischen Hölzer von König-Karls-Land“ (Neuere Untersuchungen über Kreide und Jura in Mexiko. Zentralbl. Min. 1910, Nr. 19 u. 20, Fußnote am Schluß von S. 667, 16. Sept.), die ich in einer vor einigen Jahren erschienenen Arbeit einer genauen Untersuchung unterzogen habe (vgl. W. GOTHAN: Die fossilen Hölzer von König-Karls-Land. Kungl. Vet.-Ak. Handl. 42, Nr. 10, 1907). Bei

der Wichtigkeit dieser Frage, mit der ja die daraus gezogenen Folgerungen für die Klimatologie und Pflanzengeographie dieser Perioden auf das engste zusammenhängen, erscheint mir eine Erwiderung nicht zu umgehen. BURCKHARDT gibt an, daß das jurassische Alter der Basalte von König-Karls-Land, „mit welchem die betreffenden, nach NATHORST lose als Geschiebe gefundenen Hölzer in Verbindung stehen sollen“, zweifelhaft (nach ihm tertiär) ist. Damit wäre aber auch das geologische Alter anderer arktischer Pflanzenreste, die sonst als oberjurassisch bezeichnet wurden, in Zweifel gezogen, und zwar kommen hier keineswegs bloß die genannten Holzreste, sondern auch die Abdrücke, die sich an der Festung und Advent-Bay auf Spitzbergen, ferner auf Franz-Josefs-Land, auf König-Karls-Land und schließlich auch auf der Insel Kotelny der Neusibirischen Inseln finden, in Betracht, die der ganzen Sachlage nach als ungefähr gleichaltrig (bzw. wenig älter) mit den König-Karls-Land-Stämmen anzusehen sind. Die Annahme, daß es sich nicht um tertiäre Hölzer und Reste handelt, läßt sich sehr leicht und am bequemsten rechtfertigen, wenn wir von den Spitzbergener Verhältnissen ausgehen. Ganz vor kurzem hat NATHORST (als Separat dem Geologen-Kongresse in Stockholm im August vorgelegt, dann im Geol. Fören. Förhandl., Nov. 1910) die Ergebnisse der Untersuchung der tierischen Fossilien aus diesen Schichten durch J. F. POMPECKJ bekanntgemacht, wonach sich ergeben hat, daß es sich zunächst bei den betreffenden Spitzbergener Ablagerungen um Horizonte handelt, die die Schichten vom Portland bis zum Albien (exklusive) umfassen können, jüngere sind ausgeschlossen. Aus eben diesen Schichten stammen auch die genannten Spitzbergener Pflanzenabdrücke und auch die zum Glück jetzt untersuchten Holzreste von Spitzbergen. (W. GOTHAN: Die fossilen Holzreste von Spitzbergen. Kungl. Vet.-Ak. Handl. 45, Nr. 8, 1910.) Unter diesen haben sich nun außer einer Anzahl neuer und zum Teil recht sonderbar anmutender Coniferenholztypen auch fast sämtliche von König-Karls-Land beschriebenen wiedergefunden, und auch die Jahresringverhältnisse, ferner die Überzahl der Abietineen usw. finden sich an diesem Material in genau derselben Weise wie auf König-Karls-Land. Wir haben also nicht den allergeringsten Grund, wenn auch mesozoische Basalte etwas Ungewöhnliches sind — sie sind ja überdies schon von anderen Lokalitäten bekannt (Karpthen, Schottische Inseln Skye und Mull) —, daran zu zweifeln, daß, worauf auch die generelle Übereinstimmung der Flora der

genannten Schichten und Lokalitäten hinweist, diese Flora annähernd dasselbe oder, geologisch gesprochen, dasselbe Alter hat. Besonders interessant ist, wie ich hier nebenbei bemerken will, daß aus Spitzbergen auch ein paläozoisches und ein triassisches Holz bekannt geworden ist, die sich in bezug auf die Jahresringverhältnisse der gewöhnlichen Sachlage in diesen Formationen anpassen, worüber bei GOTHAN (a. a. O. 1910, S. 43/44) Näheres zu vergleichen ist.

Bezüglich der König-Karls-Land-Hölzer möchte ich noch einiges bemerken. Ich hatte seinerzeit die Reste von NATHORST bekommen, ohne daß dieser mir über die Altersfrage Mitteilung gemacht hatte; beim Durchsehen der Schliffe, die einen an tertiäre Hölzer erinnernden Erhaltungszustand aufwiesen, fiel mir bald die große Menge der Exemplare des als *Xenoxylon phyllocladoides* beschriebenen Typus auf, und da ich mir nicht vorstellen konnte, daß dieser Typus tertiären Alters sein solle — die *Xenoxyla* charakterisieren, wie ich schon an anderen Stellen hervorgehoben habe, gerade ungefähr jurassische Schichten —, so schrieb ich dieserhalb an NATHORST, der mir mitteilte, es könne sich auch gar nicht um tertiäres Material handeln, dieses sei oberjurassisch oder untercretacisch, wie schon HAMBERG nachgewiesen habe, der Basaltsplitter in dem auf König-Karls-Land die Basaltdecke begleitenden Sedimentärgestein gefunden habe, das auch die jurassischen Pflanzenreste führt. Es besteht also schon auf Grund der Verhältnisse auf König-Karls-Land durchaus kein Grund, an dem oberjurassischen oder untercretacischen Alter der Pflanzenreste zu zweifeln, um so weniger, als die übrigen fossilen Holztypen von dort, wie ich auch (a. a. O. 1907, S. 36) hervorhob, sich nur schlecht als Tertiärtypen deuten lassen, da wir in ihnen — und dasselbe gilt natürlich für das Spitzbergener Material, und zwar für dieses vielleicht in noch höherem Grade — Primitivtypen von Abietineenstruktur kennen gelernt haben, die im Tertiär, wo unsere heutigen Abietineen sozusagen fertig vorliegen und demgemäß derartige Dinge auch fossil nicht bekannt sind, nicht vorkommen. An einem gleichen Alter der Reste von Franz-Josefs-Land mit den vorigen ist der ganzen Lage der Sache nach ebenfalls nicht zu zweifeln, wie die Menge der dortigen Abietineen und die ganzen Verhältnisse der Flora beweisen; ZEILLER selbst, den BURCKHARDT anführt (Elements de Paléobotanique, S. 348), weist, trotzdem damals die einschlägigen Verhältnisse nur erst ungenügend durchschaut werden konnten, da man eigentlich nur auf die Äußerungen NATHORSTS (Kunigl. Vet.-Ak. Handl. XXX, Nr. 1,

1897, S. 74) angewiesen war, aus denen NATHORST selbst keine zu weitgehenden Schlüsse zu ziehen wagte, darauf hin, daß die vielen Abietineenreste dort oben vielleicht im Sinne einer beginnenden Differenzierung des Klimas gedeutet werden könnten. Auf Franz-Josefs-Land finden sich die von NATHORST beschriebenen Pflanzenreste zwischen zwei Basaltlagern, worüber bei NATHORST (The norwegian North Polar Expedition 1893—1896, Scientific results I, Nr. 3, 1899) nachzulesen ist. Ich wiederhole, daß jetzt, wo wir eine tiefere Kenntnis über die Flora dieser Schichten der Arktis gewonnen haben, und die ganze prinzipielle Konformität dieser Floren an zum Teil weit auseinanderliegenden Stellen mehr als je für ein gleiches Alter spricht, noch viel weniger als früher ein Zweifel an der Richtigkeit der Bestimmung des geologischen Alters dieser Schichten angebracht ist, da jetzt petrographische und paläontologische Gründe, und zwar sowohl von paläozoologischer Seite wie auch von der paläobotanischen, dafür beigebracht sind, die alle dasselbe besagen. Die Paläobotanik hat hier jedenfalls die Frage der klimatischen Verhältnisse der damaligen Perioden in einer Weise beleuchtet, die man von ihr, wo doch diese Klimafragen schon so lange die Geologen beschäftigen, vielleicht nicht erwartet hätte, und einen Erfolg gezeitigt, der ihr von keiner Seite bestritten werden kann. Es handelt sich ja bei dem König-Karls-Land-Material keineswegs wie überhaupt in der ganzen Frage bloß um die Jahresringverhältnisse, wie aus meinen früheren Arbeiten, glaube ich, zur Genüge hervorgehen dürfte. In bezug auf die geologische Seite haben wir jetzt, wie ich schließlich hervorheben will, durch eine zusammenfassende, kürzlich erschienene Arbeit von NATHORST (Beiträge zur Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karls-Landes. Bull. Geol. Inst. Upsala X, S. 261—415, 1910) eine bequeme Orientierungsmöglichkeit. Ich brauche schließlich kaum noch hinzuzufügen, daß die Folgerungen, die sich an die Flora dieser Schichten der Arktis knüpfen, auch jetzt zu vollem Recht bestehen bleiben, wo es sich herausgestellt hat, daß ihr ein ungefähr neocomes Alter zukommt, da die Gegensätze dieser neocomen oder Wealdenflora der Arktis (dieses Alter wäre nach POMPECKJs Untersuchungen nunmehr für die „oberjurassischen“ Pflanzenreste der Arktis, wenigstens Spitzbergens und des König-Karls-Landes, anzunehmen) gegen die südlicheren Breiten in ganz analoger Weise bestehen bleiben.

Herr Prof. NATHORST hat freundlichst eine Korrektur dieser Mitteilung gelesen, und ich füge hinzu, daß sie gleichzeitig seine Ansicht in der Frage darstellt.

## 11. Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaeosolen costatus* Sdbg. bei Weipoltshausen.

Von Herrn F. HERRMANN.

Marburg, den 15. März 1911.

In der Dissertation von K. WALTHER über das Unterdevon zwischen Marburg und Herborn (N. Jahrb. f. Min. 1903, Beil.-Bd. XVII) ist ein Fossilvorkommen von Rolshausen-Altenvers beschrieben worden, das frageweise zum Singhofener Horizont gestellt wurde. Auf Grund neuer Funde sind wir jetzt imstande, die Zweifel über das Alter dieser Fauna zu beseitigen.

Am Stoßberg bei Weipoltshausen im hessischen Hinterland<sup>1)</sup> fand sich in einem kleinen Steinbruch eine der WALTHERschen entsprechende Fauna, die so bemerkenswerte Beziehungen zu den bekannten Porphyroiden vom Weißen Stein bei Singhofen und anderen Unterkoblenzvorkommen bietet, daß sie vielleicht geeignet sein dürfte, zur Klärung der immer noch strittigen Frage über das Alter der betr. Porphyroide beizutragen.

Das Vorkommen gehört einer mächtigen, sehr steil nach Südosten einfallenden unterdevonischen Schichtenfolge an, die anscheinend im Nordwesten auf silurischen Schiefern und Grauwacken auflagert. Die hier in Frage kommenden Unterkoblenzgesteine bestehen im wesentlichen aus harten, glimmerreichen, hellen Sandsteinen. Ihnen ist die fossilführende Schicht eingelagert. Sie ist nur etwa einen halben Meter mächtig (die ganz reichen Lagen beschränken sich auf eine zollbreite Schicht) und besteht, ihrem Fossilreichtum entsprechend, aus kalkig-bituminösen und daher dunklen, glimmerreichen Sandsteinen. Zu Tage oder an Klüften sind diese Sandsteine oft in einen schwarzbraunen, mangan- und eisenhaltigen Mulm übergegangen.

Überlagert wird das Unterkoblenz im Südosten von normalen Oberkoblenzschichten<sup>2)</sup>, die an ihrer oberen Grenze unter allmählicher Einschaltung immer zahlreicherer sandig-kalkiger und schiefriger Bänken in die mitteldevonischen

---

<sup>1)</sup> Blatt Gladenbach der Kgl. Preuß. Landesaufnahme.

<sup>2)</sup> Das Oberkoblenz scheint in unserem Gebiet nicht seine volle Mächtigkeit zu besitzen.



Tentaculitenschiefer übergehen, die in der weiteren Umgebung durchweg ziemlich kalkreich zu sein pflegen.

Die Unterlage der fossilführenden Unterkoblenzschichten zeigt kein ebenso normales Profil wie das Hangende, vielmehr trifft man weiter nach Nordwesten am Abhange des Berges wieder auf Gesteinsstücke mit typischen Oberkoblenzversteinerungen. Die Lagerungsverhältnisse genau festzustellen, verhindert jedoch der Mangel an guten Aufschlüssen. Das Profil, das man im Tale der Mittlaut, des Baches, an dem der Ort Weipoltshausen liegt, beobachten kann, trifft jedenfalls weiter oberhalb am Stoßberge, wo sich die Fauna findet, nicht mehr zu. Offenbar liegen zwischen Heuserberg<sup>1)</sup> und Stoßberg Querstörungen.

Das Hauptleitfossil für die in Rede stehenden Unterkoblenzschichten ist *Trigleria Gaudryi* OEHLERT (= *Rensseleria confluentina* FUCHS), nach der wir das Gestein bis zur endgültigen Feststellung seines Alters als Trigerienschiefer bezeichnen haben.

Außer am Stoßberg und bei Rolshausen-Altenvers (die beide in einem Streichen liegen) tritt dasselbe Gestein noch an mehreren Punkten im Streichen auf, so am Heuserberg, wo *Trigleria Gaudryi* allein in einem petrographisch völlig gleichen Gestein vorkommt, ferner an einem Punkte im Walde nördlich Altenvers, wo die bereits von WALTHER erwähnten Gesteine (a. a. O., S. 15) auf den Höhen östlich Rolshausen, südwestlich vom Punkte 310,1 mit denen vom Stoßberg identisch zu sein scheinen.

Andere, nicht in demselben Unterdevonzuge liegende, jedoch petrographisch und faunistisch zugehörige Gesteine treten auf bei Roßbach (ein Teil der WALTHERschen Funde von Roßbach gehört hierher) und bei Gladenbach, wo sie besonders an der Koppe, oberhalb des neuen Forstweges, anstehen. Jedoch auch am Dreisberg und bei Erdhausen unweit Gladenbach sind dieselben Gesteine bekannt. Ganz kürzlich fand sich endlich noch dieselbe Fauna, auch mit *Palaeosolen costatus*, bei Nanzhausen (nördlich von Lohra, Bl. Gladenbach) am Südwestabhang der Höhe 295,2, also 6 km vom Hauptfundpunkte am Stoßberg entfernt, um etwa 1200 m aus der Streichrichtung nach Nordwesten verschoben.

Die Fauna vom Stoßberg zeichnet sich vor allem durch eine für das Rheinische Schiefergebirge ganz ungewöhnliche

---

<sup>1)</sup> Der Name Heuserberg ist nicht verzeichnet. Es ist der südwestliche Ausläufer des Stoßberges, östlich vom Tiefenpunkt 237,4.



Häufung von Trilobitenresten aus, und zwar fast nur von solchen von *Homalonotus rhenanus* KOCH. Diese Häufung erinnert geradezu an das nesterweise Vorkommen von *Bronteus* und *Harpes* im F<sub>2</sub>-Kalk Böhmens. Außer *Homalonotus* findet sich seltener ein altertümlicher Phacopide ohne Schwanzanhänge, *Acaste Schmidtii* RUDOLF RICHTER. Das Hauptinteresse erhält die Fauna jedoch durch das massenhafte Auftreten von *Palaeosolen costatus* SDBG., der meines Wissens bisher nur von Singhofen<sup>1)</sup> und aus den Quarziten des Dürrberges bei Würbenthal im Altvatergebirge bekannt war. *Palaeosolen* ist am Stoßberg so reichlich vorhanden, daß z. B. auf einer im Marburger Museum befindlichen Gesteinsplatte von 40 cm im Quadrat sich die Reste von nicht weniger als zwanzig Schalen finden.

Da gleichzeitig noch ein anderer Zweischaler, *Grammysia obscura* BEUSH., in großer Menge auftritt, so besitzt die Fauna durchaus den Charakter einer Zweischalerfauna.

Daneben sind reichlich Schnecken, besonders *Bellerophon*, und die oben als Hauptleitfossil bezeichnete *Trigleria Gaudryi*, andere Brachiopoden sind nur spärlich vorhanden. Von den in der Tabelle aufgeführten sind manche nur in einem Bruchstück gefunden. Dies ist um so auffälliger, als an dem kaum einen Kilometer entfernten Fundort WALTHERS von Rolshausen-Altenvers Brachiopoden verhältnismäßig zahlreich sind. Dafür fehlt dort *Palaeosolen costatus* und *Grammysia obscura* gänzlich. Überhaupt ist beiden Fundorten, die jeder etwa 40 Arten geliefert haben, nur etwa der dritte Teil der Arten gemeinsam. Zusammen haben wir also von allen bisher bekannten Fundorten eine Fauna von etwas über 60 Arten, wovon die am Stoßberg bei Weipoltshausen nicht vorkommenden von Rolshausen zur Ergänzung noch einmal aufgeführt werden.

Ich gebe zuerst das Verzeichnis der bis jetzt von der Fundstelle am Stoßberg bestimmten Versteinerungen nach einer vorläufigen Untersuchung des Materials (S. 170 und 171).

Die Angaben über das Vorkommen bei Singhofen sind verschiedenen Autoren entnommen, deren Namen in Klammern beigelegt sind<sup>2)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Über den „*Solen*“ *costatus* aus dem Siegenschen vergl. weiter unten S. 173. Anm. 2.

<sup>2)</sup> In der Tabelle bedeutet ein + das Auftreten derselben, ein × das Auftreten einer ähnlichen Form.

Stoßberg bei Weipoltshausen	Bereits im älteren Unterdevon	Rolshausen- Altenvers	Singhofen	Unterkoblentz von Oberstadtfeld	Noch im Oberkoblentz
1. Fischreste . . . . .					
2. <i>Hemalonotus rhenanus</i> KOCH. . . . .	+	X			
3. <i>Cryphaeus</i> ( <i>Acaste</i> ) <i>Schmidti</i> RUD. RICHTER . . . . .		+		+	
4. <i>Orthoceras</i> sp. . . . .				X	
5. <i>Acroculia</i> cf. <i>Protei</i> OEHLERT . . . . .				X	
6. <i>Naticopsis</i> sp. . . . .				X	
7. <i>Pleurotomaria daleidensis</i> RÖ. . . . .	?	+		+	+
8. <i>Bellerophon bipartitus</i> SDBG. . . . .			+	+	+
9. <i>Bellerophon tumidus</i> SDBG. . . . .	+		+	+	+
10. <i>Bellerophon rhenanus</i> DREV. . . . .			+	+	
11. <i>Bellerophon Sandbergeri</i> BARROIS . . . . .	?				
12. <i>Platyceras subquadratum</i> KAYS. . . . .					
13. <i>Tentaculites scalaris</i> SCHLOTH. . . . .	+			+	+
14. <i>Avicula pseudolaevis</i> OEHLERT . . . . .	+	+	+	+	+
15. <i>Limoptera bifida</i> SDBG. . . . .	+	+	+	+	
16. <i>Modiola antiqua</i> GOLDF. . . . .	+			+	+
17. <i>Nuculana Frechi</i> BEUSH. . . . .				+	
18. <i>Ctenodonta</i> ( <i>Palaeoneilo</i> ) <i>Kayseri</i> BEUSH. . . . .				+	
19. <i>Ctenodonta</i> ( <i>Palaeoneilo</i> ) <i>Oehlerti</i> BEUSH. . . . .				+	
20. <i>Myophoria</i> ( <i>Schizodus</i> ?) <i>Römeri</i> BEUSH. . . . .		+	+	+	+

Stoßberg bei Weipoltshausen	Bereits im älteren Unterdevon	Rolshausen- Altenvers	Singhofen	Unterkoblentz von Oberstadtfeld	Noch im Oberkoblentz
21. <i>Cucullella truncata</i> STEIN. . . . .	+	+		+	+
22. <i>Cucullella elliptica</i> MAUR. . . . .	+			+	+
23. <i>Palaeosolen</i> cf. <i>simplex</i> MAUR. . . . .	?			+	
24. <i>Palaeosolen costatus</i> SDBG. . . . .	?		+		
25. <i>Grammysia prämiensis</i> BEUSH. . . . .					
26. <i>Grammysia obscura</i> BEUSH. . . . .			+		+
27. <i>Prosocoelus pes anseris</i> ZEIL. u. WIRTG. . . . .	+				+
28. <i>Spirifer</i> aff. <i>Nerei</i> BARR. . . . .		+		×	+
29. <i>Spirifer</i> aff. <i>arduennensis</i> SCHNUR. . . . .		+		+	+
30. <i>Rhynchonella daleidensis</i> RÖ. . . . .	+	+	+	+	
31. <i>Trigleria Gaudryi</i> OEHL. . . . .		+	+	+	+
32. <i>Chonetes sarciulata</i> SCHLOTH. . . . .	+	+		+	+
33. <i>Chonetes plebeja</i> SCHLOTH. . . . .		+		+	+
34. <i>Orthothetes umbraculum</i> SCHLOTH. . . . .	+	+		+	+
35. <i>Stropheodonta explanata</i> SOW. . . . .	+	+		+	+
36. Crinoidenstielglieder . . . . .				×	×
37. <i>Favosites</i> sp. . . . .		×		×	×

Bei Rolshausen, aber nicht am Stoßberg, fanden sich außerdem noch, wobei die bereits in der Tabelle als gemeinsam bezeichneten Formen fortgelassen worden sind, (nach WALTHER):

<i>Lichas</i> cf. <i>Haueri</i> BARR.	<i>Capulus cassideus</i> A. u. V.
<i>Aviculopecten Jugleri</i> A. RÖ.	<i>Conularia fimbriata</i>
<i>Carydium sociale</i> BEUSH.	K. WALTHER
<i>Cucullella</i> cf. <i>triquetra</i> CONR.	<i>Athyris caeraesana</i> STEIN.
<i>Cypricardella elongata</i> BEUSH.	<i>Athyris macrorhyncha</i> SCHN.
<i>Goniophora bipartita</i> F. RÖ.	<i>Athyris undata</i> DEFR.
<i>Goniophora eifeliensis</i> KAYS.	<i>Craniella cassis</i> ZEIL.
<i>Goniophora trapezoidalis</i>	<i>Cyrtina heteroclita</i> DEFR.
KAYS.	<i>Megalanteris Archiaci</i> SUESS.
<i>Gosseletia truncata</i> F. RÖ.	<i>Orthis hysterita</i> GMELIN.
<i>Modiomorpha modiola</i> BEUSH.	<i>Spirifer carinatus</i> SCHN.
<i>Pterinea costata</i> GOLDF.	<i>Spirifer subcuspidatus</i> var.
<i>Pterinea lineata</i> GOLDF.	<i>humilis</i> SCUP.

Ferner stammt aus dem Unterkoblentz von Roßbach ein Exemplar von:

*Leptodomus* aff. *striatulus* F. RÖ.

Somit kämen aus diesen Faunen noch zwei mit Singhofen gemeinsame Formen hinzu:

*Goniophora bipartita* und *Leptodomus* aff. *striatulus*.

Demnach sind etwa 12 Formen mit Singhofen gemeinsam.

Mit KAYSER möchte ich jedoch auf ein zahlenmäßiges Abschätzen weniger Wert legen, als auf das Auftreten einzelner gemeinsamer Charaktertypen. Das sind in diesem Falle: *Palaeosolen costatus*, *Limoptera bifida*, *Prosocoelus pes anseris* und *Trigleria Gaudryi*.

Eine derartige Übereinstimmung scheint eher auf Altersgleichheit zu beruhen, als durch eine ähnliche Facies bewirkt zu sein, zumal sich die Facies vom Stoßberg, wie aus einem Vergleich mit Oberstadtfeld hervorgeht, immer noch mehr dem normalen Unterkoblentz als den Porphyroiden von Singhofen nähert.

Von den in obiger Übersicht spezifisch bestimmten Arten sind nämlich nur fünf bisher nicht im Unterkoblentz von Oberstadtfeld nachgewiesen:

*Bellerophon Sandbergeri* BARR.

*Palaeosolen costatus* SDBG.

*Grammysia prümiensis* BEUSH.

*Grammysia obscura* BEUSH.

*Prosocoelus pes anseris* ZEIL. u. WIRTG.

Davon sind drei anderweitig im typischen Unterkoblentz bekannt; noch nicht bekannt nur *Grammysia obscura*<sup>1)</sup>, die von BEUSHAUSEN nur aus Oberkoblentzschichten angeführt wird, und *Palaeosolen costatus*, der, wie gesagt, im Rheinischen Schiefergebirge bisher nur von Singhofen sicher<sup>2)</sup> bekannt war.

*Trigeria Gaudryi* dagegen ist im Unterkoblentz des hessischen Hinterlandes nunmehr an allen oben angeführten Punkten bekannt. Ferner gehören zu derselben Form alle oder ein Teil der von Singhofen und Oberstadtfeld als *Rensselaeria strigiceps* bzw. *confluentina* erwähnten Formen, wie bereits DREVERMANN in seinem Referat<sup>3)</sup> über die Monographie der unterdevonischen Rensselaerien von FUCHS<sup>4)</sup> ausgesprochen hat.

Allerdings kann auch ich auf Grund des mir zur Verfügung stehenden Materials nicht entscheiden, ob man der Singhofener Form nicht doch den Rang einer besonderen Spezies zuerkennen muß, zumal sie enger und schärfer gerippt und stärker gewölbt zu sein scheint als die übrigen Trigerien<sup>5)</sup>.

Geht also einerseits aus der Tabelle die große Übereinstimmung und damit die mutmaßliche Gleichalterigkeit der Fauna vom Stoßberg mit dem Unterkoblentz von Oberstadtfeld in aller auf diese Weise erreichbaren Sicherheit hervor, so ist doch andererseits das Auftreten von *Palaeosolen costatus* SDBG. in einer solchen Fauna sehr bemerkenswert. Jedenfalls fällt durch den Befund am Stoßberg ein Teil der Gründe fort, die BEUSHAUSEN in seinem Lamellibranchiatenwerk bewogen haben,

---

<sup>1)</sup> WALTHER kennt *Grammysia obscura* von seinem Fundpunkt 4 auf der Höhe 420,6 nördlich Wilsbach, der jetzt auch zum Unterkoblentz gerechnet werden muß.

<sup>2)</sup> Vgl. die Anm. bei BEUSHAUSEN: Lamellibr., S. 457. — Die betreffende Angabe E. KAYSERS, nach der *Palaeosolen (Solen) costatus* auch im Siegenschen vorkommen soll, bezieht sich auf ein Bruchstück in der Marburger Sammlung, das mit mehreren anderen Fossilien aus den Siegener Schichten von Burbach stammen soll. Die Stücke sind aus alter Zeit und die Etiketten rühren von unbekannter Hand her, so daß man von diesem Vorkommen vorläufig besser absieht, zumal nach KAYSER die Stücke keinesfalls von Burbach stammen. Immerhin sind die Stücke petrographisch zusammengehörig und tragen den Charakter der Siegener Schichten. Es befindet sich dabei z. B. *Spirifer primaevus*.

<sup>3)</sup> N. Jahrb. Min. 1904, II, S. 238.

<sup>4)</sup> Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, 24, H. 1.

<sup>5)</sup> In seiner Arbeit über die Fauna der Remscheider Schichten (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 58) scheint FUCHS geneigt, die Zugehörigkeit der Singhofener Form zu *Trigeria* (oder *Centronella*) anzuerkennen. In der Tat wird dadurch mancher bisher vorhandene anscheinende Widerspruch beseitigt.

sich nicht der HOLZAPFELSchen Ansicht<sup>1)</sup> über die höhere Lage des Singhofener Horizontes anzuschließen.

Zweifelloos erhält die Fauna vom Stoßberg durch Formen wie *Limoptera bifida* und *Prosocoelus pes anseris* einen altertümlichen Anstrich.

Dafür treten aber andere Formen auf, die ihrerseits wieder das Gegenteil bewirken, wie *Grammysia obscura*<sup>2)</sup> und *Grammysia prümiensis*.

Daß neben solchen neuauftretenden Arten eine Anzahl von „Superstiten“ noch besteht, kann nach den Mitteilungen von FUCHS<sup>3)</sup> über das Auftreten z. B. von *Limoptera bifida* im gewöhnlichen Unterkoblenz und von *Kochia capuliformis* sogar im Koblenzquarzit (nach FOLLMANN) nicht auffällig erscheinen<sup>4)</sup>. Wenn somit jetzt *Palaeosolen costatus*, *Limoptera bifida*<sup>5)</sup>, *Prosocoelus pes anseris* u. a. m. aus einer weiteren normalen Unterkoblenzfauna vorliegen, so ist das ein neuer Beitrag zu der alten Erkenntnis, daß die unterdevonischen Faunen sich infolge der geringen Faciesänderungen nur äußerst langsam umwandelten.

In Anbetracht der FUCHSSchen Mitteilung, daß der größere Teil der von BEUSHAUSEN noch als Singhofen eigentümlich bezeichneten Formen sich inzwischen im normalen Unterkoblenz wiedergefunden hat, und auf Grund der Fauna vom Stoßberg können paläontologische Gründe nicht mehr dazu zwingen, die Singhofener Fauna an die Basis der Unterkoblenzschichten zu stellen<sup>6)</sup>.

Eine weitere paläontologische Bearbeitung des Materials behalte ich mir für später vor.

---

<sup>1)</sup> Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 15, S. 56 ff.

<sup>2)</sup> *Grammysia obscura* hat sich in zahlreichen zweiklappigen Exemplaren gefunden, die es ermöglichen, die Vermutung BEUSHAUSENS, daß die Transversalfurche der linken Klappe vor die der rechten fällt, zu bestätigen (vgl. BEUSHAUSEN: a. a. O., S. 248).

<sup>3)</sup> Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten usw. Diese Zeitschr. Bd. 59, 1907, S. 113 f.

<sup>4)</sup> In der SCHWERDSchen Sammlung in Bonn befindet sich sogar *Prosocoelus pes anseris* aus Oberkoblenz!

<sup>5)</sup> *Limoptera bifida* allerdings bisher nur in einem schlechten Exemplar, *Prosocoelus pes anseris* dagegen in mehreren recht guten Stücken.

<sup>6)</sup> Vgl. E. KAYSER: Formationskunde, III. Aufl., S. 141, 142.



## 12. Das Diluvium im norddeutschen Tiefland.

Eine Antwort an Herrn GAGEL.

Von Herrn R. LEPSIUS.

Darmstadt, 1. März 1911.

In einer brieflichen Mitteilung dieser Monatsberichte vom 3. Dezember 1910 (Jahrgang 1910, Nr. 12) hat mich Herr C. GAGEL gefragt über meine Auffassung des marinen Diluviums und der pflanzenführenden Diluvialschichten Norddeutschlands. Ich antworte ihm darauf das Folgende:

C. GAGEL führt die bekannten Tatsachen an, daß sich in den marinen Diluvialschichten zwischen Moränen Muscheln vorfinden, welche einesteils hochnordischen Arten, wie sie jetzt in den Meeren um Island, Grönland und Spitzbergen in der Nähe von in das Meer ausmündenden Gletschern, andern-teils Arten entsprechen, welche jetzt in der Nordsee leben.

In meiner Geologie von Deutschland, Band II, habe ich diese Tatsachen angeführt und sie in ganz der gleichen Weise wie Herr GAGEL und alle anderen Geologen dadurch erklärt, daß an den Orten, wo wir im Diluvium des norddeutschen Tieflandes Schichten mit jetzigen Nordseemuscheln finden, ein Meereswasser etwa von annähernd derselben Wärme oder auch etwas kälter als das jetzige Nordseewasser existierte, und daß an den Orten, wo wir Muscheln finden, die jetzt im kälteren Wasser bei Island und anderen nordischen Küsten leben, ein kälteres Meerwasser vorhanden war, also z. B. in der Nähe von Gletschern, die in das Meer mit ihren kalten Schmelzwässern einmündeten.

Meine neue Auffassung leugnet nicht etwa diese bekannten Tatsachen — hierin hat mich Herr C. GAGEL miß-verstanden —, sondern bezieht sich auf die allgemeinen Ursachen der Wechsellagerung von Moränen und marinen Ablagerungen, wie sie z. B. dort in Schleswig-Holstein und in Lauenburg zwischen den Moränen eingeschaltet liegen. Herr C. GAGEL und seine Kollegen von der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt haben zur Erklärung solcher und ähnlicher Tatsachen das Schema der Schweizer Geologen angenommen: Während der Diluvialzeit wechselten in ganz Europa wärmere mit kälteren klimatischen Zeiten vier- oder fünf- oder sechsmal miteinander ab; die Schichten, in welchen eine dem jetzigen Klima von Europa entsprechende Fauna und Flora

gefunden wurde, sollten während der wärmeren „interglazialen“ Zeiten, die Schichten, in denen eine „hocharktische“ Fauna (z. B. *Yoldia arctica*) und eine „hochglaziale“ Flora (z. B. *Dryas octopetala*) sich vorfanden, sollten während der kälteren „glazialen“ Zeiten abgelagert worden sein.

Die Fehler in dieser Theorie der Ultra-Interglazialisten sind nach meiner Ansicht:

1. Daß von den genannten Fossil-Funden an vereinzelten Orten sogleich der falsche Schluß auf ein wechselndes Klima von ganz Europa während der glazialen und interglazialen Zeiten des Diluviums gezogen wurde. Ich erklärte dagegen diese Tatsachen, so wie sie sich wirklich darstellen, nämlich aus lokalen tektonischen Ursachen: An den Orten wie in Schleswig-Holstein und in Lauenburg, wo sich eine Nordsee-Fauna zwischen Moränen einstellt, bewirkte eine örtliche Absenkung einen Einbruch der Nordsee da, wo vorher und nachher terrestrische Absätze — also über dem Meeresspiegel, Moränen — abgelagert wurden. Wir befinden uns dort in Schleswig-Holstein und Lauenburg unmittelbar vor dem äußeren Rande der Gletscher, welche damals am Anfang der von mir genannten „skandinavischen Periode“ der Eiszeit eine längere Zeit mit ihren oszillierenden Stirnen in den Linien des jetzigen baltisch-uralischen Höhenzuges stehen blieben.

2. Daß von den Ultra-Interglazialisten für ihre Theorie der fünf- oder sechsmal in ganz Europa wechselnden Klimata keine allgemeinen Ursachen angegeben wurden und auch solche nicht angegeben werden konnten. In dem wichtigsten Werke über die bisherige Theorie, in dem von PENCK und BRÜCKNER über die Eiszeit in den Alpen, steht auf keiner der 1200 Seiten ein Wort zur wissenschaftlichen Deutung dieser ihrer Theorie. Und die norddeutschen Geologen, vorauf F. WAHNSCHAFTE in seiner vortrefflichen Übersicht über die Oberflächenformen des norddeutschen Tieflandes, haben einfach das alpine Schema F auf das norddeutsche Diluvium übertragen, ohne durch die von ihnen in reicher Fülle beigebrachten Tatsachen aus dem norddeutschen Tieflande neue Gesichtspunkte für eine wissenschaftliche Erklärung der angeblich auf- und absteigenden Klimazeiten Europas während der Diluvialzeit beizubringen.

Für meine Darstellung einer Geologie von Deutschland vermochte ich auf eine solche wissenschaftliche Erklärung der diluvialen Eiszeit in Europa nicht einfach zu verzichten; denn eine bloße Sammlung von Tatsachen genügt nicht für ein allgemeinwissenschaftliches Werk, sondern würde nur wieder die notwendigen Materialien für ein solches enthalten haben.

Als ich nun versuchte, die bekannten Tatsachen über die Eiszeit im norddeutschen Tieflande sowie in den Alpen und ihren Vorländern unter ein allgemeingültiges Gesetz zu bringen, versagten mir die bisherigen Theorien vollständig, und ich mußte eine neue Theorie suchen. Dies war meine Arbeit für den zweiten Band meiner Geologie von Deutschland und für meine Abhandlung über die Eiszeit in den Alpen. Ich erwarte nun, daß meine neuen Anschauungen über die Erklärung der eiszeitlichen Vorgänge durch tektonische Bewegungen während der glazialen und postglazialen Zeiten von den Kollegen, die sich mit diesem Thema befassen, zunächst reiflich bedacht und nachgeprüft werden.

Herrn C. GAGELS Ausstellungen erledigen sich zum großen Teil durch den Inhalt meiner Abhandlung über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen (Darmstadt 1910); diese meine Abhandlung hatte ich Herrn C. GAGEL im Juli 1910 persönlich übersendet; er hatte sie wohl bis zum 3. Dezember 1910, unter welchem Datum er seine briefliche Anfrage an mich richtete, noch nicht gelesen.

Einige spezielle Fragen C. GAGELS will ich hier beantworten. Er schließt wie die alpinen Geologen daraus, daß an irgendeinem Orte ein kleines Torflager zwischen Moränen vorkommt, sogleich auf einen Wechsel des europäischen Klimas: Denn die Pflanzen dieses Torflagers sind dieselben, wie sie jetzt in Deutschland wachsen — aber dieser Torf lagert zwischen Moränen, also hat er sich gebildet zwischen zwei kälteren Perioden Europas in einer wärmeren Periode Europas.

Als ich auf dem Internationalen Geologenkongreß in Stockholm am 20. August 1910 meinen Vortrag über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in Europa gehalten hatte, wendete mir in der Diskussion auch Herr F. WAHNSCHAFTE sogleich ein: „Aber das Torflager von Glinde!“ Allerdings, in ihm fehlen alle arktischen Pflanzen; es enthält nur Pflanzen unseres gemäßigten Klimas. Aber mir ist dies ein Beweis dafür, daß diese Gegend, wo jetzt Glinde, Schulau, Prisdorf, Lauenburg u. a. O. auf dem rechten Elbeufer bei Hamburg stehen, während der jüngeren Eiszeit, und zwar zu Anfang der skandinavischen Periode, in einem so tiefen Niveau sich befand, daß Torfmoore mit gemäßigter Flora dort entstehen konnten. Daß in denselben die Pflanzen der jetzigen Torfmoore wuchsen, konnte gar nicht anders sein: denn während der Diluvialzeit breitete sich in den damaligen niederen Teilen von Deutschland im ganzen dieselbe Flora aus wie jetzt (vgl. meine Abhandlung über die alpine Eiszeit

1910, Kapitel 5). Trotzdem standen die nordischen Gletscher nahe bei der genannten Gegend (Glinde usw.), so daß durch einen kleinen Vorstoß in diesem Oszillationsgebiete vor dem Rande der nordischen Gletscher über den dortigen Torflagern wieder Moränen zur Ablagerung kamen. Daraus schließe ich, daß die skandinavischen Gebirge damals noch so hoch über dem Meeresniveau lagen, daß sie ihre Gletscher bis zu jener Gegend (Glinde usw.) vorschieben konnten. Daß nahe außerhalb des Gletscherrandes keine arktische Flora, sondern die gewöhnliche deutsche Diluvialflora in den Torfmooren wuchs, ist nicht zu verwundern, wenn wir die Lage der Gletscher-Enden in den jetzigen Hochgebirgen der Alpen, Patagonien, Alaska, Neuseeland usw. gegen die dortigen Wälder und Torfmoore betrachten.

Daß sich die Torfmoore bei Glinde usw. damals in einem tiefen Meeresniveau befanden, können wir auch daraus erkennen, daß mit denselben marine Ablagerungen mit Nordsee-Fauna liegen (Prisdorf, Lauenburg usw.).

Also alle drei Facies: deutsche Flora in den Torfmooren, Conchylien der jetzigen Nordsee in den marinen Schichten und Grundmoränen der skandinavischen Gletscher, finden wir zusammen in Wechsellagerung im Diluvium der rechten Elbseite bei Hamburg; alles entstand in demselben Klima, gerade so, wie wir es jetzt vor uns sehen bei den Gletschern von Patagonien, die in das Meer ausmünden; alles bewirkt durch tektonische Bewegungen, welche der Oberflächengestalt der Nord- und Ostseegegenden ein anderes Relief gaben, als sie heutzutage zeigen.

Eine zweite Frage GAGELS bezieht sich auf die Verwitterung der Moränen. Auch hier hat er mich mißverstanden. Daß es ältere und jüngere Moränen gibt, leugne ich ja gar nicht; im Gegenteil, ich unterscheide die älteren Moränen der borealen Periode (Vorrücken der nordischen Gletscher) von denen der atlantischen und skandinavischen Perioden der Eiszeit (Rückzug der nordischen Gletscher). Also daß an manchen Orten verwitterte ältere Moräne unter unverwitterter jüngerer Moräne oder verwitterte ältere glaziale Schotter unter unverwitterten jüngeren Schottern liegen, ist mir sehr wohl bekannt. Ich habe mich nur gegen die Verallgemeinerung dieser Tatsachen ausgesprochen; es wurde behauptet, daß diese Verwitterungserscheinungen, die in Wirklichkeit nur eine ganz örtliche Bedeutung besitzen, ein Kennzeichen für eine sogenannte interglaziale Zeit seien, in dem Sinne, daß solche lokalen Verwitterungen durchgehends auf der Grenze zwischen

zwei Eiszeiten bestehen sollten, und daß sich die nordischen Gletscher während einer solchen interglazialen Zeit, z. B. von Holstein und Lauenburg bis in das Hochgebirge von Skandinavien, unter der Einwirkung eines hereinbrechenden warmen europäischen Klimas zurückgezogen hätten.

Dabei mutet mir C. GAGEL zu, daß ich nicht wüßte, daß Grundwasserströme nicht quer durch Moränen hindurchfließen könnten, da die Geschiebemergel „praktisch wasserundurchlässig sind“. Da ich seit 25 Jahren mit Grundwasserversorgungen und mit Bohrungen auf tiefe Quellen beschäftigt bin, so kann mir Herr C. GAGEL glauben, daß ich weiß, welche Gesteine im Boden wasserdurchlässig oder wasserundurchlässig sind. Ich hatte natürlich die Bewegung der Grundwasser nur über den Geschiebemergeln gemeint, während stehendes Grundwasser auf der Oberfläche von Moränen die tiefe Verwitterung verhindert; daher mein Vergleich mit der Auflösung von Steinsalz im mittleren Muschelkalk (Geologie von Deutschland, II. Bd., S. 506, Anmerk. 1).

Die Verwitterung von Grundmoränen oder von fluvio-glazialen Schottern ist ein chemischer Prozeß der Auslaugung durch Wasser; ein solcher Prozeß findet nur an den Orten statt, wo Wasserbewegung vorhanden ist. Daß bei dieser Verwitterung auch die Schmelzwasser der Gletscher in den Oszillationsgebieten eine große Rolle spielen, gibt sich kund durch die Entstehung von Orgeln in solchen Gebieten.

Alle Erscheinungen der Oberflächenverwitterung von Moränen oder von Sanden und Schottern lassen sich viel leichter und genauer in den Alpen und ihren Vorländern beobachten, wo die Aufschlüsse naturgemäß viel bessere sind und viel tiefer durch die Diluvialprofile durchschneiden als im norddeutschen Tieflande, wo man in der Regel nur das obere Ausgehende der mächtigen Diluvialablagerungen sehen kann.

Es wäre daher sehr zweckmäßig, wenn manche norddeutsche Geologen das Diluvium in den Alpen aus eigener Anschauung genauer kennen lernen würden, um so mehr, als sie ja ihr wissenschaftliches System den Arbeiten der Alpengeologen entnommen haben.

Ich sehe solche Torfe, marine Schichten und Verwitterungen in Holstein und Lauenburg, von denen C. GAGEL allein spricht, wie jedes ähnliche Vorkommen als eine lokal ganz beschränkte Erscheinung in den intramoränen Profilen an, so wie sie tatsächlich beobachtet werden; aber ich kann aus denselben nicht die weitgehenden Schlüsse ziehen, welche bisher daraus gezogen wurden, nämlich daß örtliche Profile



maßgebend sein sollen für ganze Erdteile. Ich kämpfe nur gegen die „interglazialen“ (im alten Sinne des Wortes) Perioden und gegen die angeblichen mehrfachen starken Klimaschwankungen Europas während der Diluvialzeit, für welche Schwankungen weder Gründe vorliegen, noch Ursachen nachgewiesen werden können.

Das sind die wesentlichen Unterschiede zwischen meiner Auffassung der diluvialen Eiszeit und der Auffassung des Herrn C. GAGEL oder von PENCK und BRÜCKNER und von den Schweizer Geologen.

---

### 13. Zum Problem der Entstehung der Umrißform von Celebes.

Von Herrn HANS V. STAFF.

Berlin, den 20. Februar 1911.

Als im Jahre 1901 die wissenschaftlichen Ergebnisse ihrer Reisen in Celebes durch die Gebrüder SARASIN veröffentlicht wurden<sup>1)</sup>, schien das Bild, das jahrelange Forschung ergeben hatte, endlich ein Licht auf die Tektonik der seltsam geformten Insel zu werfen. Die Klage von E. SUESS im dritten Teil des Antlitzes der Erde: „Die Beobachtungen über Celebes und Halmahera, welche mir bekannt geworden sind, reichen nicht aus, um auch nur Vermutungen über ihren Bau auszusprechen“ (II. S. 213) schien ihre Berechtigung verloren zu haben<sup>2)</sup>.

Kurz gefaßt läßt sich die SARASINSche Auffassung etwa in folgender Weise wiedergeben: Das Grundgerüst von Celebes wird von einem jungen Faltengebirge gebildet, das für die Richtung der Küsten maßgebend ist. Zwar blieb die Art der Scharung dieser einzelnen in die vier „Finger“ der Insel auslaufenden Faltenzüge noch etwas unklar, aber Text und Karte lassen keinen Zweifel, daß die SARASINS die Gestalt der Insel in innigen Zusammenhang mit dem Streichen der Faltung brachten.

---

<sup>1)</sup> Materialien zur Naturgeschichte von Celebes, Bd. IV. Wiesbaden 1901.

<sup>2)</sup> Autorisierte französ. Ausgabe 1900, II, S. 278.



Nach allem, was wir von der Tektonik von Faltengebirgen wissen, ist dieses Bild unannehmbar:

1. Zunächst fehlt die mesozoische Geosynklinalbildung gänzlich. Wohl fehlt es im Sundaarchipel selbst keineswegs hier und da an fossilführenden Schichten des Paläo- und Mesozoicums, aber nichts deutet darauf hin, daß den streng lokalisierten „Faltenbögen“ von Celebes eine besondere zugehörige langdauernde Absenkung vorangegangen sei: In Celebes treten im Gegenteil besonders viele krystalline Gesteine zutage.

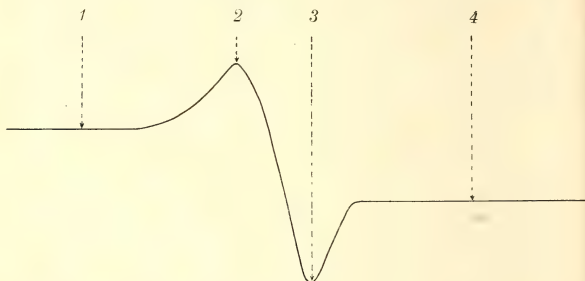
2. Sodann fehlt jede Differenzierung von tektonischem Vor- und Rücklande, was umso befremdender ist, als eine ausgeprägte Bogenform der einzelnen Inseln vorliegt. Die Faltengebirge von Celebes lassen sich somit in keine der beiden großen Gruppen einfügen, denen fast alle Faltenzüge der Erde angehören. Diese wären je nach der aktiven oder passiven Rolle, die das Vor- bzw. Rückland spielt, in Stauungs- oder Zerrungsbögen einzuteilen und sind durch Mischformen und Übergänge gelegentlich verbunden. Beiden Typen gemeinsam ist die Orientierung an der Grenze eines festen älteren aufragenden Massives gegen eine gesenkte Scholle. Der Bau von Südostasien ist völlig beherrscht von dem Typ der Zerrungsbögen<sup>1)</sup>, deren Schema etwa in umstehendem Profile auszudrücken ist.

3. In dieses Schema fügt sich — soweit es sich bisher erkennen ließ — auch der Sundaarchipel ein. Die alte erdbebenfreie Masse von Indochina-Malaka-Borneo ragt noch teilweise wenig zerstückt auf, ist aber dort, wo in spitzem Winkel ihr aufgewulsteter Zerrungsrand gegen die indische See mit dem gegen den Stillen Ozean gerichteten Festonkranz zusammentrifft, bereits stark an Senkungsbrüchen niedergebrochen. Dort greifen junge Verwerfungsbeben in die starre Masse ein, entsprechend dem hohen Böschungswinkel der als Horste aufragenden Inseln gegen die Gräben der Banda- und Celebessee. Entsprechend dieser Versenkung der Rücklandsmasse ist in diesem Südostteil auch der südlich umwallende Zerrungsbogen niedergebrochen. Dieser Vorgang findet seinen graphischen Ausdruck in dem Abnehmen der Dimensionen und Sockelhöhen der Inseln von Sumatra über Java zum Bandaarchipel. Zwischen Südborneo und dem Norden von Sumatra und Java liegt die Javasee, die hier an keiner Stelle über 200 m Tiefe erreicht. Südcelebes ist dagegen von Sum-

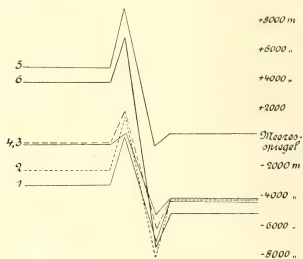
---

<sup>1)</sup> F. v. RICHTHOFEN: Geomorphologische Studien aus Ostasien IV. Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. 1903.

bawa-Flores durch eine Senke von über 5000 m Tiefe getrennt. [Die Analogie mit den Antillen ist stark ausgeprägt; nur ist dort die alte erdbebenfreie Masse von Honduras bereits inten-



1. Passives Rückland, frei von Erdbeben, Vulkanen, Falten.
2. Aufgebogener Schollenrand, oft mit Vulkanen besetzt, gefaltet, erdbebenreich.
3. Aktiver Senkungsgraben der Vortiefe, Hauptsitz der Erd- und Seebeben.
4. Passives Vorland, frei von Erdbeben, Vulkanen, Falten.



Normalprofil der Zerrungsgebirge.

1. Beringsmeer—Aleuten—Aleutengraben—Pacific.
2. Japanmeer—Fusijama—Japangraben—Pacific.
3. Ostchinesisches Meer—Riukiu-Inseln—Formosagraben—Pacific.
4. Sundasee—Java—Sundagraben—Indischer Ozean.
5. Tibet—Himalaya—Gangestiefe—Vorderindien.
6. Intermontanes Plateau von Titicaca, Oruro, Potosi—Außencordillere — Atakamagraben—Pacific.

siver niedergebrochen, und die Dislokationsbeben der Karibengraben erreichen daher Jamaica und das von Brüchen begrenzte Haiti.] Die Umwallung der Borneomasse trägt, entsprechend ihrem Zerrungsbogencharakter, zahlreiche Reihenvulkane.

Ebenso sind im Gefolge der Senkungsbrüche auch zwischen den abbröckelnden Schollen der versinkenden Rücklandsmasse Eruptionszentren entstanden.

Diesem großzügigen Bilde des Sundaarchipels, wie ihn jede Karte ohne weiteres ergibt, entspricht somit in keiner Weise die Existenz eines jungen vielgewundenen Faltengebirges in Celebes, zu dem — nach der Ansicht der Zoologen Gebrüder SARASIN — das nahe Halmahera überdies noch eine Parallele bieten soll.

4. So würde es also nicht einmal der zahlreichen entgegenstehenden veröffentlichten Einzelbeobachtungen bedürfen, um die Auffassung der Gebrüder SARASIN zu diskreditieren. Ich will hier nur auf die Arbeiten von W. VOLZ<sup>1)</sup> verweisen, dessen liebenswürdiger persönlicher Mitteilung ich überdies die Nachricht verdanke, daß sogar in Java, wo doch das Faltungsphänomen im Sundaarchipel seinen relativ stärksten Ausdruck gefunden habe, man wohl berechtigt sei, von einem Schollenlande zu sprechen. Von Interesse ist es, daß 1905 selbst die Gebrüder SARASIN die tektonischen Ergebnisse ihrer erneuten Celebesreise<sup>2)</sup> wiederholt in Worte kleiden, die nur zu gut beweisen, welche große Rolle die Dislokationen in Celebes spielen.

So schreiben sie (a. a. O. II, S. 8:) „An den Bergketten, welche das Palutal einrahmen, wurden wir gewahr, daß sie nicht in gerader Flucht weiterstreichen; vielmehr erscheinen sie in große Teilschollen zerklüftet, deren jede einzelne Nordost-Südwest gerichtet ist; zusammen aber setzen sie ein nordsüdlich streichendes Kettensystem zusammen; wir konnten dies Verhältnis durch ganz Zentral-Celebes hin verfolgen, worauf wir nochmals zurückkommen werden.“

(A. a. O. II, S. 79:) „Man sieht die West- und Ostkettenzüge im ganzen genommen nordsüdlich weiterstreichen, doch erscheinen sie wie bisher aus Teilschollen zusammengesetzt, welche je Nordnordost-Südsüdwest-Richtung haben, etwa nach dem Bilde schräg umgefallener Dominosteine.“

(A. a. O. II, S. 88:) „... eine Folge der Nordost-Südwest-Richtung der Teilschollen, in welche die Ketten-systeme von Zentral-Celebes zerfallen erscheinen.“

---

<sup>1)</sup> Zur Geologie von Sumatra. Geol. u. Pal. Abb. KOKEN VI, 1904, S. 40–46.

<sup>2)</sup> P. u. F. SARASIN: Reisen in Celebes. Wiesbaden 1905. Vgl. die Karten!!

(A. a. O. II, S. 149:) „Der schollenartige Zerfall des Kettensystems, welchen wir schon mehrmals deutlich beobachtet hatten, ließ sich auch hier wahrnehmen.“

Der Index dieses zweiten Werkes kennt das Wort „Falte“ nicht, bringt aber 5mal das Stichwort „Teilschollenzerfall der Gebirge“. Völlig eindeutig für jedes geologische Auge ist auch die neue, wesentlich gegen die erste (1901) veränderte Karte: Nur durch Dislokationen, die die Küstenlinien bedingen, ist das schräge Ausstreichen der einzelnen „Dominosteine“ gegen das Meer erklärlich!

5. Doch neben diesen noch mehr indirekten Angaben steht in schneidender Schärfe die positive Aussage A. DE LAPARENTS<sup>1)</sup>: „Der Abbruch des Sundagrabens macht sich weit ins Hinterland hinein fühlbar, bis zur Gruppe der großen Inseln und der Molukken, wo der malaiische Bogen mit einer andern halbversenkten Kordillere sich schart, die von Japan her über die Riukiu-Inseln und die Philippinen zum Sundaarchipel sich zieht. Diese Scharung veranlaßt zweifellos die Zertrümmerung, die sich so deutlich in den Umrissen der Philippinen und namentlich der Insel Celebes ausprägt, deren tiefe Auszackungen den vollendetsten Typ der chiragratischen Struktur darbieten.“

S. 276: „Wenn diese Bruch- und Absenkungerscheinungen ihr Maximum erreichen, dann zeigen die Küsten sehr lange Vorsprünge, von auffallend tiefen Buchten getrennt. Der Peloponnes mit seinen drei Golfen, die Halbinsel Chalkidike, die ins Ägäische Meer ihre drei Finger streckt, schließlich die Insel Celebes, deren vier gebogene Äste wie ein Rad ohne Kranz aussehen, bieten die bemerkenswertesten Beispiele dieser Struktur, die SUESS chiragratisch genannt hat.“

Die chiragratische Struktur wird noch einmal ausdrücklich definiert (S. 526) als „ein Phänomen, das von der Natur der durchschnittenen Gesteine unabhängig ist. Es ist in erster Linie eine Senkungserscheinung, die mit so großer Gewalt vor sich geht, daß der verschiedene Widerstand der durchkreuzten Zonen gar nicht in Betracht kommt.“

Mit dieser Schilderung stimmt, wenngleich stumm, auch FRECHS tektonische Übersichtskarte der Erde vom Jahre 1907<sup>2)</sup>

---

<sup>1)</sup> „Leçons de Géographie physique“, 3<sup>me</sup> édition, 1907, S. 564. (In fast gleicher Form bereits in der ersten Auflage 1896.) Vgl. auch WICHMANN in PETERM. Mitt. XXXIX, 1893, S. 225.

<sup>2)</sup> PETERMANN'S Mitt. 1907, Heft XI: „Erdbeben und Gebirgsbau“, mit Karte.

voll überein. Auf Celebes finden sich nur einige dünne Linien eingetragen, die „ältere (prätertiäre) Gebirgszüge und Richtungen des Gebirgsstreichens“ darstellen; es fehlen die dicken Striche, welche „junge (tertiäre) Gebirgszüge (Stauungs-Zerrungsgebirge)“ bedeuten. Um hier die Möglichkeit eines Druckfehlers auszuschließen, wäre freilich die Interpretatio authentica des Autors erforderlich, die Herr Prof. FRECH so liebenswürdig war, in den Worten zu geben:

„Auf Ihre freundliche Anfrage gestatte ich mir zu erwidern, daß ich in meiner Darstellung Celebes nicht speziell erwähnt, aber die ganzen Küstenformen von Ostasien und Indonesien als durch Staffelbrüche gebildet dargestellt habe. Auf die angeblich „allgemein vertretene“ Hypothese der Faltung im indonesischen Archipel bin ich überhaupt nicht eingegangen, da ich sie schon damals für gegenstandslos hielt. Auch aus meiner kartographischen Darstellung könnte man höchstens schließen, daß einige Andeutungen von Falten noch vielleicht in Celebes wahrnehmbar sind. Als Ursache der Küstengrenzen sah ich aber — im Einklang mit F. v. RICHTHOFEN und VOLZ — die Staffelbrüche der indonesischen und ostasiatischen Küstenbegrenzungen an, ohne diese allgemeine Anschauung bei dem Maaßstabe der Karte in jedem Falle besonders zum Ausdruck bringen zu können. Sie haben also vollkommen recht, wenn Sie annehmen, daß eine allgemein angenommene Anschauung über den Faltenbau nicht bestand, die erst von AHLBURG berichtigt werden mußte. Denn was RICHTHOFEN über Ostasien sagt, gilt doch auch für Celebes.“

Da ich seinerzeit als Assistent von Herrn Prof. FRECH an der technischen Ausführung der Karte mich beteiligen durfte, und dabei auch Skizzen und mündliche Ratschläge von Herrn Prof. VOLZ vorlagen, war ich nach den oben gegebenen Darstellungen einerseits völlig im klaren, daß jeder Kenner der einschlägigen Literatur nur jungen Abbrüchen die Umrißformen von Celebes zuschreiben konnte, andererseits wurde ich höchlichst überrascht, als Herr J. AHLBURG kürzlich für sich das Verdienst in Anspruch nahm, diese seit Jahren sogar in einem bekannten Lehrbuche (LAPPARENT!) veröffentlichte Tatsache als erster entdeckt zu haben. Er schrieb in dieser Zeitschrift (1910, Monatsberichte S. 200.): „Diese Tatsache ist insofern als bedeutungsvoll anzusprechen, als dadurch die Frage eine gewisse Beleuchtung erfährt, ob die Insel Celebes ein junges Falten-

gebirge darstellt, ob die bisher allgemein von den Kennern der Insel vertretene Ansicht, daß die Insel ihre gespensterhaft chiragratische Form der Aufpresung derartig gewundener junger Faltengebirge verdankt, wie sie die Gebrüder SARASIN trotz ihrer eingehenden Studien auf der Insel in ihren Karten<sup>1)</sup> noch zur Darstellung bringen, zu Recht besteht. Von derartigen schlangenartigen Kettengebirgen ist in Wirklichkeit nirgends eine Spur zu entdecken. Auch fehlen Anzeichen einer jungen, also tertiären Faltung generell auf der Insel ganz; die heutige Gestalt verdankt sie, und darauf sollten meine Ausführungen in der Hauptsache hinzielen, lediglich gewaltigen Abbrüchen, die in W—O-Richtung einerseits, in N—S-Richtung andererseits verlaufend, in ihrer Gesamtwirkung die eigenartige heutige Gestalt der Insel bedingen.“

Entgegen diesem Prioritätsanspruch, der nach den obigen Ausführungen nicht zu Recht besteht, halte ich es für erwiesen, daß bereits seit geraumer Zeit die „Kenner der Insel allgemein die Ansicht vertreten“, die Herr AHLBURG als gänzlich neu und seine geistiges Eigentum hinstellte. — „Kenner“ eines Gebietes ist nicht schon jeder, der es betritt, sondern viel eher verdient der diese Bezeichnung, der wie hier LAPPARENT und FRECH ohne eigenen Augenschein die Beobachtungen anderer kritisch sichtet und zu einem klaren Gesamtbilde verschmilzt.

---

## 14. Über die Tessiner „Gneise“.

Von Herrn U. GRUBENMANN.

Zürich, den 15. März 1911.

Im 12. Monatsbericht der Deutschen Geologischen Gesellschaft für 1910 verwarft sich Herr KLEMM S. 722 in einem kleinen Artikel mit obigem Titel dagegen, daß ich in meiner kurzen Mitteilung an den Internationalen Geologenkongreß in Stockholm „über einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen“, in welcher auch die Tessiner Gneise behandelt werden, seine Arbeiten über dieselben nicht erwähnt habe, und nimmt „die Priorität der Entdeckung der schönen Mischgesteinszone von

---

<sup>1)</sup> 1901, aber nicht mehr 1905!



Bellinzona-Locarno für sich in Anspruch“. — In der Tat liegt hier leider ein kleines Versehen von meiner Seite vor, das aber durchaus nicht auf einer Nichtachtung der KLEMMschen Arbeiten beruht; auch erkenne ich gerne an, daß G. KLEMM der erste war, welcher den Gedanken von der Mischgesteinsnatur jener Tessiner Gneise veröffentlichte.

Zwei Dinge mögen die Unterlassung der Literaturangabe in meiner Mitteilung entschuldigen. Als Präsident der Schweizerischen geotechnischen Kommission, die im Jahre 1904 die Bearbeitung der natürlichen Bausteine der Schweiz in ihr Arbeitsprogramm aufnahm, hatte ich amtlich seit jener Zeit wiederholt mit den betreffenden Tessiner Gneiskomplexen zu tun und kannte die Durchaderung der dortigen Sedimentgneise mit aplitischen und pegmatitischen Massen, also ihre Mischgesteinsnatur, schon so lange (auch von wiederholten früheren Ferienaufenthalten her), daß ich weder das Gefühl hatte, durch die Angaben KLEMMs etwas Neues zu erfahren, noch selbst etwas Neues auszusprechen. Überdies weichen meine Ansichten von den seinigen insofern nicht unbedeutend ab, als er in manchen Gneisen fluidale Granite — und dies wurde in meiner Mitteilung erwähnt — oder Resorptions- und Einschmelzgesteine sieht, wo nach meiner Ansicht injizierte Schiefer oder nahezu reine Sedimentgneise vorliegen. Der Zusammenstellung seiner Untersuchungsergebnisse über die Tessiner Alpen sehe ich mit großem Interesse entgegen.

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- Bericht über den in der Aula der Bergakademie aus Anlaß des 50jährigen Bestehens der Hochschule und des Ablaufes von 140 Jahren seit der ersten Gründung einer berg- und hüttenmännischen Unterrichtsanstalt in Berlin durch König Friedrich den Großen am 12. November 1910 veranstalteten Festakt. Berlin 1910.
- DAMMER, BR.: Zur Altersfrage des Kaolins. S.-A. aus: Zeitschr. für prakt. Geol., XVIII, 1910. Berlin 1910.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Zur Stratigraphie des Bruchberg-Ackersilurs im Oberharz. S.-A. aus: Monatsber. dieser Zeitschr. 62, 3, 1910. Berlin 1910.
- Neuere Untersuchungen über Kontaktmetamorphismus. S.-A. aus: Geol. Rundschau I, H. 1, 1910. Leipzig 1910.
  - Über die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteinen. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 24. Stuttgart 1910.
- GAGEL, C.: Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handbuch der Regionalen Geologie Bd. VII, H. 4, 1910. Heidelberg 1910.
- GEIJER, PER: Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. Mit 2 Karten. Scientific and Practical Researches in Lapland arranged by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm 1910.
- HENRICH, F.: Der Narny-Sprudel bei Andernach. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XVIII, 1910. Berlin 1910.
- KLAUTZSCH, A.: Zur Geologie und Hydrologie der Gegend von Arnswalde in der Neumark. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt f. 1910, 31, T. I, H. 2. Berlin 1910.
- Geologische Beobachtungen in der Umgegend von Bischofsburg in Ostpreußen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt f. 1910, XXVIII, H. 4. Berlin 1910.
- KOEHNE, W.: Über die neueren Aufschlüsse im Peißenberger Kohlenrevier. S.-A. aus: Geognostische Jahreshefte 1909, XXII. München 1909.
- MICHAELSEN, H.: Die Kalkpfannen des östlichen Damaralandes. S.-A. aus: Globus 98, Nr. 24. Braunschweig 1910.
- SJÖGREN, OTTO: Bidrag till Kirunaomradets Glacialgeologi. Vetenskapliga och praktiska Undersökningar i Lappland, anordnade af Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm 1910.
- STILLE, H.: Der Mechanismus der Osning-Faltung. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt f. 1910, 31, T. I, H. 2. Berlin 1910.
- Die Kalischätze der Provinz Hannover. S.-A. aus: Arb. d. Landwirtschaftskammer f. d. Provinz Hannover XXIX, 1910. Hannover 1910.
  - Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. S.-A. aus: 3. Jahresbericht d. Niedersächsischen geol. Ver. zu Hannover 1910.
  - Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. S.-A. aus: 3. Jahresbericht d. Niedersächsischen geol. Ver. zu Hannover 1910.
-

n. 1-3, 7-10

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 4.

1911.



Protokoll der Sitzung vom 5. April 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Sitzung vom 1. März 1911. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende macht Mitteilung vom Ableben des Mitgliedes der Gesellschaft, Herrn GREGORIU STEFANESCU in Bukarest. Die Anwesenden erheben sich zu seinem Andenken von den Plätzen.

Als Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergrat DUFT in Berlin, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BEYSCHLAG, GRÄSSNER.

Herr FRANZ BARON NOPCSA spricht zur Geologie von Nordalbanien, mit besonderer Berücksichtigung der Tektonik.

Nach Erwähnung der Schwierigkeiten, die sich der geologischen Erforschung Nordalbanien in den Weg stellen, die aber keineswegs auf Mißtrauen oder auf Fremdenhaß seitens der Bevölkerung zurückzuführen sind (Eigenschaften, die man den Albanesen unberechtigterweise gerne zuschreibt), gibt der Vortragende an Hand einer Tabelle zuerst eine Übersicht der Sedimente und Eruptivgesteine, die das Land aufbauen, und zeigt, daß man vom stratigraphischen Standpunkte ein nördliches Gebiet zu unterscheiden hat, das er Nordalbanische Tafel nennt und das durch die Kalkfacies des Mesozoicums (vom Noricum bis zur oberen Kreide) charakterisiert wird; ein

mittleres Gebiet, den Cukali, in dem jurassischer Plattenkalk mit Hornsteinknollen und Radiolarit vorwiegt, und ein südliches Gebiet, das Eruptivgebiet von Merdita, wo auf dem mitteltriadischen Gesteine (meist Eruptivmaterial) jurassischer Serpentin und grobklastische mittlere und obere Kreide aufliegen. An der Hand von Lichtbildern und der neuen geologischen Karte des Gebietes demonstriert der Vortragende weiterhin die tektonischen Verhältnisse des untersuchten Gebietes. Die Nordalbanische Tafel ist zwar schräg gestellt, aber ungefaltete. Untereinander kann man in normaler Reihenfolge Kreide, Jura, Trias, Permocarbon erkennen; nur bei Thethi erfolgt längs einer auf einem Bilde klar sichtbaren Überschiebungsfläche eine Verdoppelung der Serie, so daß man dort, von Norden nach Süden schreitend, nacheinander Kreide, Jura, Trias, Jura, Trias, Permocarbon verquert. Unter dem Permocarbon kommt nördlich des Cukali eine stellenweise ausgequetschte, stellenweise gestaute Reibungsbreccie — Gjanischiefer — zum Vorschein, die der Vortragende im Detail schildert, und unter dem Gjanischiefer tritt das Faltengebirge der Cukali zutage, das sich im wesentlichen aus den schon erwähnten jurassischen Tiefseeablagerungen und eocäнем Fucoidenschiefer aufbaut. Das Faltengebirge des Cukali ist durch einen aus Nordnordost wirkenden Schub asymmetrisch gegen Südsüdwest übergelegt, z. T. sogar überfaltet. An der Hand zahlreicher Lichtbilder wird die gefaltete Natur des Cukali bewiesen. Die das Faltengebirge des Cukali „rahmenartig“ umschließenden Gjanischiefer kommen im Südosten vom Cukali unter den mesozoischen Korjakalk zu liegen (der möglicherweise noch zur Nordalbanischen Tafel zu zählen ist); im Süden des Cukali verschwinden sie unter die mitteltriadischen Kalke, Tuffe und Jaspisschiefer des Eruptivgebietes von Merdita. Im Eruptivgebiet von Merdita sind die ältesten Glieder, die mitteltriadischen Gesteine, stark gefaltet; die jurassische Serpentingruppe (Serpentin, Gabbro, Diorit) ist in flache Falten gelegt; die mittlere und obere Kreide bildet eine durch junge Brüche dislozierte, aber ungefaltete Decke. Unsere bisherige sichere Kenntnis der tektonischen Verhältnisse in Nordalbanien läßt sich, wie aus diesem Exposé hervorgeht, folgendermaßen definieren: „Der Cukali ist ein einseitig gegen Südwesten gefaltetes Gebirge, auf das einerseits die ungefaltete Nordalbanische Tafel, andererseits das ungefaltete Eruptivmassiv von Merdita überschoben wurde.“ Wie sich die Nordalbanische Tafel und das Eruptivmassiv von Merdita zueinander verhalten, ist noch zu unter-

suchen; die Verhältnisse bei der Korja und am Tšlumi Merturit sprechen aber dafür, daß dort die Nordalbanische Tafel gleichfalls unter dem Eruptivmassiv von Merdita verschwindet.

Den Zusammenhang des untersuchten Gebietes mit der übrigen Balkanhalbinsel betreffend, bemerkt der Vortragende, daß sich die Gesteine der Nordalbanischen Tafel in Montenegro, der Herzegowina, Dalmatien und Istrien wiederfinden, während sich die Gesteine des Eruptivgebietes von Merdita bei Mitrovica, dann im ehemaligen Sandschak Novibazar, ferner in Ost- und Nordostbosnien und in Slawonien konstatieren lassen. Südlich des Drin sind die Gesteine der Nordalbanischen Tafel noch nicht nachgewiesen worden, jene des Eruptivgebietes von Merdita hängen jedoch über Matja und das Quellgebiet des Skumbi mit den griechisch-epirotischen Serpentinegebieten zusammen.

Statt einer „dinarisch-albanischen Scharung“ im Sinne von Prof. Cvijič konstatiert auf diese Weise der Vortragende eine „albanische Knickung“ der Dinariden. Eine detailliertere, reich illustrierte Schilderung des hier skizzierten Gebietes ist im Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien im Erscheinen begriffen.

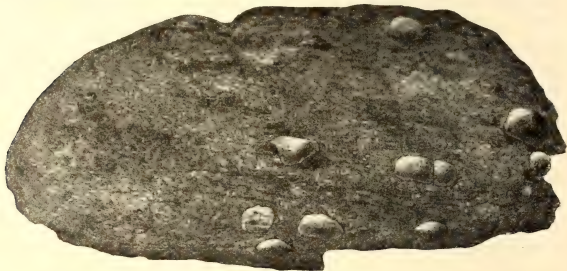
An der Besprechung beteiligen sich die Herren BRANCA, STREME und der Vortragende.

### **Herr G. BERG sprach über interessante Konglomeratgerölle im Culm des östlichen Riesengebirges.**

Die Culmformation besteht, wie in der ganzen mittelsudetischen Mulde, so auch in deren Westflügel am Ostabhange des Riesengebirges zum größten Teil aus groben Konglomeraten. Verfasser hatte in den letzten Jahren Gelegenheit, die Culmschichten sowohl als die angrenzenden Schiefergebiete, auf denen das Culm auflagert, genau zu durchforschen. Es stellte sich dabei heraus, daß das ganze Material der Culmsedimente aus dem angrenzenden Schiefergebiete stammt, so daß ein Kenner des Schiefergebietes von etwa 95 Proz. der vorkommenden Gerölle ohne Schwierigkeit den Herkunftsort ungefähr anzugeben vermag. Bei der Kartierung des Culmgebietes wurde daher ein scharfes Augenmerk auf die Natur der Gerölle gerichtet, konnte man doch hoffen, unter den Geröllen auch solche Gesteine des Schiefergebirges zu finden, die wohl zur Culmzeit, aber nicht mehr zur Jetztzeit die Erdoberfläche bildeten. Kurz, die Beobachtung der

Culmgerölle bot eine wertvolle Ergänzung der Studien über Art und Entstehung der angrenzenden krystallinen Schiefer.

Das krystalline Schiefergebiet besteht im Westen aus Phylliten, Glimmerschiefern und kurzschuppigen Paragneisen, im Osten aus Amphiboliten, die durch metamorphe Umwandlung von Diabasen und Diabastuffen entstanden sind. Intrusiv lagern dazwischen Orthogneise, im Westen mit Biotit und vorwaltendem Orthoklas, im Osten mit Hornblende und vorwaltendem Plagioklas.



Geröllführender Glimmerschiefer.

Konglomeratgeschiebe aus dem Culm von Ober-Blasdorf bei Liebau.

Unter den Gesteinen, die sich im Culmkonglomerat vorfanden, und die, obwohl sie neue Typen darstellen, sich dennoch ihrer Natur nach dem Charakter des Schiefergebietes gut einfügen, sind vor allem Geröll führende Glimmerschiefer zu erwähnen. Diese hochinteressanten Gesteine sind noch wesentlich höher metamorph als die Konglomeratgneise von Obermittweida in Sachsen. Die Gerölle konnten als solche nur darum erhalten bleiben, weil sie in einem feinkörnigen Bindemittel vereinzelt eingestreut waren. Sie liegen jetzt teils unversehrt, teils zerborsten, teils zu linsenförmigen Gebilden abgequetscht in einem körnigen, kurzschuppigen Glimmerschiefer (siehe die Figur). Das Material der bis Haselnußgröße erreichenden Gerölle ist Granit mit viel Plagioklas und mit reichlichem, vielleicht sekundär entstandenem Mikroklin. Diejenigen Partien des ehemaligen Konglomerates, in welchen sie mit weniger Bindemittel fest aneinander gelagert waren, sind unter dem gebirgsbildenden Druck völlig in kleinsplittige Massen zerborsten, und dann nicht mehr mit Sicherheit von



jenen Gesteinen zu unterscheiden, die durch Katakklase eines anstehenden Granites, nicht durch Katakklase von Granitgeröllen, entstanden sind.

Einen anderen Typus wenig metamorpher Sedimente stellt ein Geröll von halbmamorpher quarzitischer Arkose dar, das bei Buchwald gefunden wurde.

Transversalschieferung ist im ganzen Schiefergebiete des östlichen Riesengebirges eine große Seltenheit. Der seitliche Druck bewirkte offenbar eine außerordentlich enge Isoklinalfaltung, so daß die größte Masse der Sedimente in den langgestreckten Schenkeln eine parallel der Schichtung laufende Schieferung erhielt, während in den kurzen, scharfgeknickten Umbiegungsstellen die Gesteine so vollkommen umgewandelt sind, daß man die Schichtung in ihrem schräg zur Schieferung gehenden Verlauf nicht mehr erkennen kann. Um so wertvoller ist ein aus Phyllit bestehendes Geröll des Culmkonglomerates, welches eine Transversalschieferung in außerordentlich schöner Weise erkennen läßt.

An anderen Culmgeröllen, die eine dankenswerte Ergänzung des Bildes der kristallinen Schiefer gegeben haben, seien noch ein Granatgneis, ein Granatamphibolit, ein Plagioklasamphibolit mit schönen zarten Hornblendenädelchen und ein ziemlich körniges Augit-Glaukophangestein erwähnt. Der Plagioklasamphibolit dürfte wohl der Serie der quarzfreien Hornblendegneise zugehören, also wie diese ein Intrusivgestein sein. Das Glaukophangestein findet sein Analogon in gewissen grobkörnigen Ausbildungen der Amphibolite, die aus diabasischen Ergußgesteinen hervorgegangen sind.

Öfters wurden im Culmgebiet Gerölle von Diabasporphyr it gefunden, die außerordentlich wenig metamorph sind, und daher nicht in die Serie der Amphibolite hineinpassen. Es gelang allerdings auch, schwach geschieferte Abarten derselben als Geröll aufzufinden, aber ein Diabasporphyr it als ungestreckt gebliebener Rest im Schiefergebiet wurde erst im vorigen Sommer bei Gelegenheit einer letzten Streife durch das Gebiet von Städt. Dittersbach am Nordhang des Plissenberges gefunden. Auskunft über die Natur des Urmaterials der normalen Amphibolite gibt dagegen ein amphibolitisches Gestein, in welchem noch bis erbsengroße bräunlichschwarze Augitreste erhalten sind, die in einem feinkörnigen Gemenge liegen, das aus Plagioklas, Chlorit, Epidot, etwas Hornblende und Titanit besteht. Ihm schließen sich einerseits gewisse grobkörnige Amphibolite an, die anstehend gefunden wurden, andererseits das oben erwähnte Augitglaukophangestein.

Vereinzelt lieferte das Studium der Gerölle im Culmgebiet auch Gesteine, die nicht ohne weiteres in das System der benachbarten Schiefer einzureihen sind. Es sind dies vor allem dunkelrote Porphyrite und Mandelsteine. Die letzteren sind z. T. so überaus schwammig, daß ihre Erhaltung in dem unter Druck umgewandelten Schiefergebiet von vornherein ausgeschlossen ist. Vielleicht liegen ihre Druckprodukte in gewissen sehr calcitreichen Plagioklaschloritschiefern vor. Die Porphyrite sind oft so frisch erhalten, daß man versucht ist, sie eher für Gerölle rotliegender als vorculmischer Gesteine anzusehen. Ihr Analogon im Schiefergebiet haben sie vielleicht in gewissen Porphyroidlagen, die den Amphiboliten zwischengeschaltet sind.

Im ganzen genommen machen die petrographisch abweichenden Culmgerölle einen weniger metamorphen Eindruck als die angrenzenden krystallinen Schiefer. Daß die weniger metamorphen Gesteine aus völlig anderen Gebieten herbeigebracht wurden, wie die, welche zweifellos dem angrenzenden Schiefergebiet entstammen, ist höchst unwahrscheinlich, um so mehr, als sie sich meistens nach ihrem Mineralbestand eng an die Schiefer des östlichen Riesengebirges anschließen. Ausgeschlossen ist es auch, daß die Metamorphose der Schiefer etwa nach der Culmzeit noch einen weiteren Fortgang nahm, von dem die Culmgerölle verschont geblieben sind; denn in diesem Falle müßten alle Culmgerölle gleichmäßig weniger metamorph sein als die anstehenden Schiefer. Die einfachste Erklärung ist die, daß zur Culmzeit noch Areale im Schiefergebiet vorhanden waren, die weniger starker Umsetzung ausgesetzt waren, und die inzwischen durch die Erosion völlig vernichtet sind. Als solche kommen vor allem die Gesteinsmassen in Frage, die ehemals über den jetzt bloßliegenden Schiefern lagen, und welche daher in geringerer Tiefenstufe ihre metamorphe Umformung erleiden mußten.

Wir haben also im östlichen Riesengebirge den seltenen Fall, daß nicht nur das Studium des Ursprungsgebietes der Gerölle uns Auskunft gibt über die Entstehung der Konglomerate, sondern daß auch umgekehrt das Studium der Konglomeratgerölle uns einen Blick in die geologische Geschichte des Ursprungsgebietes gestattet.

Zum Vortrag sprechen die Herren ZIMMERMANN I, RAUFF und der Vortragende.

**Herr ERICH MEYER spricht über Störungen diluvialen Alters an der samländischen Westküste.**

Das ostpreußische Samland gehört zum baltisch-russischen Schilde, der als alte ungefaltete Tafel in Gegensatz tritt zu seinem westlichen, in hercynischer Richtung gefalteten Vorlande.

Es waren bisher schon in Ostpreußen, speziell im Samlande, Störungen des Untergrundes nachgewiesen oder vermutet worden, doch war deren Richtung und Alter unter der verhüllenden Diluvialmasse nicht erkennbar; auch war es meist nicht klar, inwieweit bloßer Eisdruck die Ursache solcher Störungen war. Im übrigen machte die Küstengestalt des Samlandes tektonische Ursachen und eine Übereinstimmung mit den schwedischen Bruchsystemen wahrscheinlich, ohne daß bisher ein speziellerer Nachweis zu erbringen war<sup>1)</sup>.

Bei der geologisch-agronomischen Aufnahme der Nordwestecke des Samlandes gelang es dem Vortragenden nun, im Anschluß an einige auffallende Beobachtungen, die bei gemeinsamen Strandbegehungen mit den Herren KAUNHOWEN und TORNAU gemacht wurden, Grabeneinbrüche nachzuweisen, die teils fluviatiles Diluvium gegen Tertiär, teils Miocän gegen Oligocän verwerfen, und zwar um eine Sprunghöhe, die mindestens der Höhe des Kliffs (30 m) gleichkommen dürfte.

Die Verwerfungsrichtungen entsprechen der Richtung der samländischen Nordküste (W—O mit einer geringen südlichen Abweichung) und der des nördlichsten Teiles der Westküste (S—N mit 30° östlicher Abweichung). Letzteres ist auch die Richtung der von BERENDT und ZADDACH dargestellten Muldenlinie des Tertiärs.

Es ist wahrscheinlich, daß die samländische Küste durch Parallelbrüche hierzu geschaffen wurde, die heute etwa 4 km draußen in der See liegen, wo sich nach Angabe der Fischer ein Steilabfall befindet.

Die Bruchrichtungen entsprechen nämlich durchaus den in diesem ganzen Teil der baltischen See vorhandenen Richtungen und den im mittleren Schweden (Karte von STEEN DE GEER) nachgewiesenen Bruchsystemen. Wahrscheinlich sind also auch im Untergrunde des Samlands alte tektonische Bruch- oder Spannungslinien vorhanden gewesen, an denen eine neue Bewegung kurz vor dem Anrücken des Inlandeises oder infolge der Eispressung selbst einsetzte. Nähere Ausführungen über die Einzelheiten sollen demnächst in dieser Zeitschrift folgen.

---

<sup>1)</sup> Vgl. TORNQUIST: Geologie von Ostpreußen, S. 225. Berlin, O. Bornträger, 1910.

An der Besprechung nehmen die Herren HESS VON WICH-DORF, WERTH, KRAUSE, HARBORT, JENTZSCH und der Vortragende teil.

Herr PAUL GUSTAF KRAUSE spricht dann über **Wellenfurchen im linksrheinischen Unterdevon.** (Mit 3 Textfiguren.)

In der Februar-Sitzung unserer Gesellschaft hat Herr HENKE einen Vortrag<sup>1)</sup> über die Wirkungen des Gebirgsdruckes im Rheinischen Schiefergebirge gehalten. Er vertrat hierbei den Standpunkt, daß die sog. ripple marks im Devon, wenigstens soweit er sie kenne, keine Wellenfurchen, sondern Erzeugnisse von Schieferung und Gebirgsdruck seien. In der Diskussion nahm ich daher Veranlassung, darauf hinzuweisen, daß die echten Wellenfurchen jedenfalls auch rechtsrheinisch häufig vorhanden wären, da man sie im linksrheinischen Gebiet durchaus nicht selten beobachten könne. Ich hob namentlich das untere Ahrtal hervor, in dem eine ganze Reihe großer schöner Aufschlüsse diese Erscheinungen sehr klar zeigt. Damals führte ich auch schon kurz dieselben Gründe für die Auffassung der genannten Gebilde als echte Wellenfurchen an, die ich Ihnen heute ausführlicher und unter Beifügung von Belegmaterial an Gesteinsplatten und Photographien vortragen möchte.

Es schien mir das dortige Beobachtungsmaterial so selbstverständlich überzeugend und jede andere Deutung ausschließend, daß ich s. Z. nur in meinem Tagebuche davon Vermerk genommen hatte.

Bevor ich aber heute die Gründe für meine Auffassung auseinandersetze, will ich erst noch darauf hinweisen, daß in der Literatur bereits mehrfach die Natur der Wellenfurchen als solcher im Devon des Rheinischen Schiefergebirges vertreten worden ist. Ich will u. a. nur VON DECHEN<sup>2)</sup>, MOHR, FRECH, DENCKMANN und KAYSER nennen.

Das untere und auch das mittlere Ahrtal läßt, verglichen mit dem tieferen rechtsrheinischen Unterdevon, einen verhältnis-

---

<sup>1)</sup> Siehe diese Zeitschr. 1911, Monatsberichte Nr. 2.

<sup>2)</sup> VON DECHEN: Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz usw., S. 91.

MOHR: Nat.Ver. f. Rheinland und Westfalen XXVI, S. 175.

FRECH: Diese Zeitschr. 1889, S. 231.

DENCKMANN: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXVII, 1906, S. 40.

KAYSER: Formationskunde u. a. 4. Aufl., 1911, S. 142.

mäßig ruhigen großzügigen Faltenbau in einer ganzen Reihe großartiger Profile erkennen. Es handelt sich im wesentlichen immer um den gleichen Bau, wie ihn beispielsweise der Rupenberg (Blatt Höningen) zeigt. Auf einen Sattel mit langem flachen Südflügel und mit überkipptem, steilen Nordflügel folgen einige kleinere steiler gefaltete Sättel und Mulden, die gleichfalls nach N überkippt sind, um dann wieder zu einem langen, flachen Muldenschinkel tiefer auszuholen. Ähnliches zeigt auch die Umgebung von Schuld und das Profil am westlichen Ümerich-Rücken bei Reimerzhoven. Diese Faltung ist vielleicht schon unterdevonisch. Die Faltenzüge sind natürlich auch von den späteren Bewegungen nicht unberührt geblieben. Ihnen ist vielleicht ein System von Diaklasen zuzuschreiben, das ich in einem engeren Gebiete in und an den Tunnels zwischen Altenahr und Mayschoß beobachtet habe. Ich konnte hier 2 Hauptkluftrichtungen feststellen. Die eine läuft N 5—20° W mit steilem W-Fallen, eine andere N 20—30° O mit S-Fallen. Sie ist quarzföhrnd. Wie weit diese beiden aber größere Bedeutung und Erstreckung haben, kann erst die Spezialkartierung lehren.

Das Unterdevon ist, wie bekannt, im Rheinischen Schiefergebirge in vorwiegend sandiger Gesteinsausbildung entwickelt, die auf ein flaches Meer mit starker Zufuhr an klastischem Material hindeutet. Die Möglichkeit der Wellenfurchenbildung ist aber nur in einem solchen flachen Meer gegeben. Die wechselnde, bald feine, bald gröbere Gesteinszufuhr bedingt es, daß nur in den rein sandigen Lagen diese Gebilde entstehen konnten. Der feinere, vorwiegend tonige Schlamm der gebänderten Grauwackenschiefer und sandigen Tonschiefer sank wieder in sich zusammen, wenn er von dem Wellenschlag aufgewirbelt und aus seiner ebenen Lage gebracht war. Der Sand behielt dagegen, wo er in ausreichender Menge vorhanden war, infolge der größeren Reibung und Schwere, seiner gröberen Körner, die ihm durch die Wogenwirkung gegebene Form.

Der Aufbau der Siegener Stufe des unteren Ahrtals ist derart, daß sich in der Hauptsache fein gebänderte bis flasrige Grauwackenschiefer, sandige Tonschiefer und Grauwackensandsteine daran beteiligen. Die Grauwackenschiefer lassen sich in allen Ausbildungsformen von den fein parallel gebänderten (die Bänderung entsteht aus einer Wechsellagerung von tonschieferartigen und feinsandigen Grauwackenschiefern) zu den schwach flasrigen bis zu den grobflasrigen mit allen Übergängen beobachten, so daß HENKES Ansicht, die Flaserung sei



eine Folge des Druckes, in dieser Allgemeinheit und für dieses Gebiet wenigstens leicht als hinfällig nachgewiesen werden kann. Ich habe eine solche Folge von Gesteinen zusammengestellt, die diese schrittweise verschiedene Beschaffenheit zeigt. In den grobflasrigen Ausbildungen treten nun allein die Wellenfurchen auf, die sich in ihrem Gepräge weder von andern fossilen noch von rezenten unterscheiden. Ein Bild solcher Furchen aus dem Wattenmeer bei Spiekeroog, das Herr SCHUCHT<sup>1)</sup> bereits früher veröffentlicht hat, zeigt dasselbe Gepräge der heutigen ripple marks. Wellenfurchen der gleichen Art kommen ja bekanntlich bereits in den roten algonkischen Sandsteinen Schwedens ebenso wie in den dortigen cambrischen sandigen Gesteinen (z. B. bei Lugnäs), also in gänzlich ungefalteten Gebieten, vor. Am bekanntesten sind sie jedoch aus unserem Buntsandstein, von dem ich Ihnen ein Stück aus der Bernburger Gegend vorlegen kann, das ich Herrn KEILHACK verdanke. Hier sieht man auch sehr schön den Übergang der Bänderung in die Flaserung. Genau so ist es auch mit unsern unterdevonischen. Da die sie enthaltenden grobflasrigen Lagen aber immer nur in gewissen Abständen in dem Schichtenverbände wiederkehren, so natürlich auch die Wellenfurchenlagen. Dies würde ja allein wohl schon im Zusammenhang mit den darunter befindlichen parallelen ungestörten Gesteinslagen genügen, um jeden Gedanken einer Entstehung durch einen Schieferungsvorgang auszuschließen. Denn wir haben es eben in der Bänderung und Flaserung zweifellos mit echter Schichtung zu tun. In den prächtigen Steilwänden, die wir in der nächsten Nähe von Altenahr finden, stehen die Grauwackenschiefer als Nordflügel einer Sattel-Faltung saiger. Wir haben hier z. B. an der sog. Engelsley eine einzige glatte Schichtfläche von etwa 30 m Höhe vor uns. Eine Schieferfläche würde wohl kaum imstande sein, sich, in dieser Weise auch den Witterungseinflüssen ausgesetzt, wie ein glattes Brett, ohne abzubröckeln, zu halten. Nur wenige Minuten flußabwärts finden wir dann in der Fortsetzung dieser Steilwand eine zweite, in der nun eine große Schichtfläche mit prächtigen Wellenfurchen bedeckt sowie kleinere Teile von andern entblößt sind (siehe Fig. 1).

Daß diese in Rede stehenden Flächen auch wirklich Schichtflächen sind, wird auch durch das Auftreten von Fossilien in einigen Horizonten bewiesen. Außer *Spirifer*

---

<sup>1)</sup> SCHUCHT: Über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme. Diese Zeitschr. 1909, Monatsber. S. 277.



*primaevus* sind es hauptsächlich Muscheln, die Gattung *Cypricardella* (*bicostula* und *acuminata*), die als Einzelschalen, aber auch bisweilen in zweiklappigen Exemplaren, wie sie auf den Bodenschlamm sanken, auf den Schichtflächen liegen und wenig oder gar nicht zusammengedrückt sind. Eine große Platte damit kann ich Ihnen hier vorlegen. Ebenso sind Arten

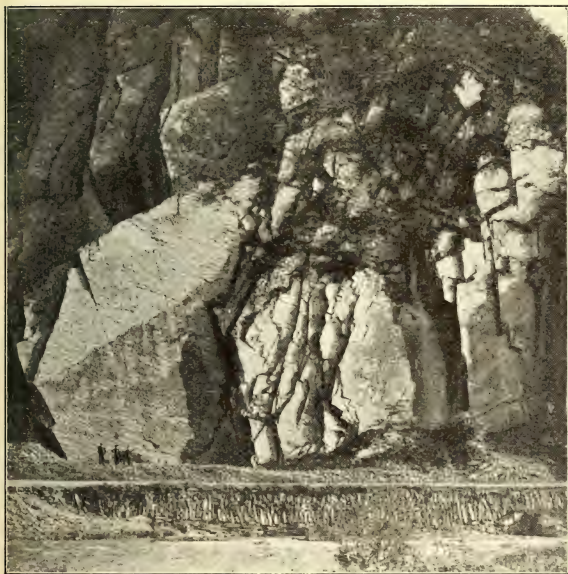


Fig. 1.

Schichtflächen mit Wellenfurchen in senkrecht aufgerichteten Siegener Schichten bei Altenahr.

von *Grammysia* und *Prosocoelus* in derselben Lagenanordnung vertreten. Wo die Conchylien fehlen, da ist es der Häcksel von *Haliserites*, der oft massenhaft mit seinem fucusähnlichen Thallus die Schichtflächen in ebener Lage bedeckt und diese sofort kenntlich macht, wenn es dessen überhaupt noch bedürfte.

Wer nach diesen so handgreiflichen Beweisen für die Wellenfurchennatur der in Rede stehenden Gebilde noch nicht von der Unrichtigkeit seiner Schieferungshypothese in bezug auf diese überzeugt sein sollte, der möge sich noch mit einem weiteren Beweise von mir abfinden.

An einer Reihe von Stellen im unteren Ahrtal konnte man bzw. kann man noch jetzt auf das deutlichste beobachten, daß auf einer und derselben Schichtfläche die Wellenfurchen wie gewöhnlich untereinander parallel sind, daß aber diese



Fig. 2.

Verschiedene Richtung der Wellenfurchen auf verschiedenen hintereinander gelegenen Schichtflächen. Steilwand beim Bahnhof Altenahr.

Richtungen auf verschiedenen hintereinander gelegenen Schichtflächen verschieden angeordnet sind. Ein dicht oberhalb vom Bahnhof Mayschoß befindlicher Eisenbahneinschnitt zeigte dies bis vor kurzem sehr schön. Leider ist dieser Aufschluß bei der Verbreiterung der Bahn im vergangenen Winter beseitigt worden. Dagegen befindet sich noch heute ein recht guter Beleg für diese Erscheinung am Bahnhof Altenahr. Auf nebenstehender Abbildung Fig. 2 kann man drei verschiedene Richtungen der Wellenfurchen auf drei hintereinander gelegenen Flächen

bemerken. Ich verdanke die Photographie dieser Stelle Herrn Eisenbahn-Bauassistenten C. HOLZ, z. Z. in Altenahr, der sie mir auf meine Bitte freundlichst angefertigt hat. Eine vorgelegte große Wellenfurchenplatte stammt aus diesem Aufschluß. Als die wahrscheinlich schon unterdevonische Faltungsbewegung einsetzte, da mußten die Gesteine der Siegener Stufe bereits ihre Diagenese beendet haben und so verfestigt gewesen sein, daß bei der Faltung keine Verdrückung der durch die Wellen geschaffenen Formen auf den Schichtflächen mehr möglich war und eintrat.

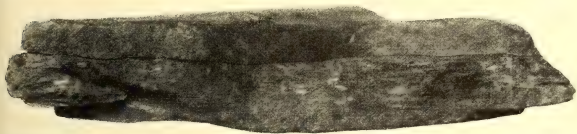


Fig. 3.

Auflagerung der flasrigen Sandsteinbank mit Wellenfurchen  
auf einer ebenen Schieferfläche.

Außer im Unterdevon des Ahrtalgebietes habe ich Wellenfurchen dann auch noch im Urfttale an der bekannten Urfttalsperre feststellen können. Von diesem Fundort kann ich gleichfalls ein Belegstück vorlegen. Nicht nur im tieferen Unterdevon sind Wellenfurchen häufig, sondern auch in der Koblenzstufe, wo sie besonders Herr LEPLA, wie er mir freundlichst mitteilte, sehr oft beobachtet hat, verbreitet. Dann führt sie auch GOSSELET<sup>1)</sup> in seinem großen Ardennen-Werk aus den Burnot-Schichten auf und gibt eine gute Abbildung von ihrem Gepräge. Und endlich liegen auch entsprechende Beobachtungen aus dem rechtsrheinischen Unterdevon durch Herrn DENCKMANN und Herrn VINCENT vor, wie ich aus mündlichen Mitteilungen entnehme. Ferner erwähnt DENCKMANN diese Gebilde aus dem oberdevonischen Sandstein von Letmathe (a. a. O. S. 40).

Außer aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind sie auch aus dem Harz bekannt, von wo sie z. B. KOCH<sup>2)</sup> anführt, während E. ZIMMERMANN I ja schon in der Februarsitzung

---

<sup>1)</sup> GOSSELET: L'Ardenne. Mém. carte géol. de France, Paris 1888, S. 364, Taf. 23.

<sup>2)</sup> M. KOCH: Über Aufnahmen auf Blatt Harzburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1887, S. XXXIV.

die gleichen Erscheinungen aus dem Thüringischen Silur gelegentlich der Diskussion erwähnt hat.

Unter diesen Umständen wird es nötig sein, daß die von Herrn HENKE<sup>1)</sup> zu schnell verallgemeinerten Beobachtungen über Schieferungserscheinungen in Zukunft sorgfältig von denen getrennt und auseinander gehalten werden, die wir mit Fug und Recht als Wirkungen des Wellenschlages ansprechen dürfen.

Hierzu ergreifen das Wort die Herren RAUFF, FUCHS, DENCKMANN und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
ZIMMERMANN.	RAUFF.	FLIEGEL.

---

<sup>1)</sup> Ich habe auch an einem der Stücke, die mir Herr HENKE später noch einmal zeigte, feststellen können, daß es sich an diesem nicht um Schieferung, sondern um Flaserung und echte Wellenfurchen handelt. Es ist dies das a. a. O. S. 104f. abgebildete und beschriebene Gesteinsstück. Der Riß bei B/C in Fig. 10 geht wohl hindurch, ohne aber die unter dem Sandsteinbänkchen liegenden Schichten zu verschieben. Die Unterfläche des Schrägschichtung zeigenden Sandsteinbänkchens ist eben im Gegensatze zu der welligen Oberfläche. Die Biegung, wie sie in Fig. 10 von HENKE abgebildet wird, ist auf der gegenüberliegenden Seite bei I in HENKES Fig. 9 nicht mehr vorhanden und beruht auf einer ursprünglich unebenen Fläche. Man sieht hier vielmehr eine ebene Schichtfläche, wie ich dies in vorstehender Fig. 3 habe abbilden lassen. Daß an dem Stück Spuren von Schieferung vorhanden sind, will ich nicht in Abrede stellen. Aber die Flaserung ist ursprünglich und ist Wellenfurchung.

## Briefliche Mitteilungen.

### 15. Zur Geologie Uruguays.

Von Herrn C. GUILLEMAIN.

(Mit einer Übersichtskarte und 3 Textfiguren.)

Berlin, den 8. September 1910.

Während einer siebenmonatlichen Bereisung der Republik Uruguay erhielt ich einen Einblick in den geologischen Aufbau dieses Landes. Im folgenden soll kurz darüber berichtet werden. Seit den Untersuchungen CHR. S. WEISS<sup>1)</sup>, DARWINS<sup>2)</sup> und BURMEISTERS<sup>3)</sup> sind keinerlei Untersuchungen jener Gegend bekannt geworden. Einer späteren Abhandlung mögen Einzelheiten vorbehalten bleiben. Bezüglich der geographischen Daten kann auf eine diesbezügliche, gleichzeitig erscheinende Abhandlung in PETERMANN'S Mitteilungen verwiesen werden.

Im wesentlichen sind nur zwei Formationsreihen verbreitet. Der Süden, Südosten und ein breiter etwa SSO—NNW verlaufender Streifen des Landes sind von einer Folge von Gneisen, Glimmerschiefern und metamorphen Schiefen bedeckt.

Den übrigen Teil erfüllen sedimentäre Schichten, die sich aus Sandsteinen, sandigen Tonen, Sandsteinschiefern, Ton-schiefern und dolomitischen Kalken zusammensetzen.

Beide Formationsreihen sind vielfach überdeckt von den Schichten der Pampasformation. In den alten großen Fluß-

---

<sup>1)</sup> CHR. S. WEISS: Über das südliche Ende des Gebirgszuges von Brasilien in der Provinz S. Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staate von Montevideo, nach den Sammlungen des Herrn FR. SELLOW. Sitz.-Ber. d. Kgl. Akad. d. Wiss. 1827. Berlin 1830.

<sup>2)</sup> CH. DARWIN: Geological observations of South America. London 1851. Ins Deutsche übertragen von J. VICT. CARUS. Stuttgart 1878. — Derselbe: Reise eines Naturforschers um die Welt. Aus dem Englischen übersetzt von J. VICT. CARUS. Stuttgart 1875.

<sup>3)</sup> BURMEISTER: Reise durch die La Plata-Staaten 1857—60, Bd. I, II. Halle 1861. Kap. IV, S. 68—86: Geognostische Skizze eines Teiles der Banda Oriental.



tälern und an der Atlantischen Küste tritt hierzu noch in größerem Umfange Jungalluvium.

Auf das schärfste getrennt sind die beiden Hauptformationsreihen durch die einzige vorhandene deutliche Diskordanz.



Übersichtskarte der Republik Uruguay.

E ✕ Eisenmanganerze. B ✕ Bleiglanz (silberhaltig).  
K ✕ Kupfermineralien. G ✕ Gold. Ko ✕ Kohle.

Während die Glieder der ersten Reihe steil, meist 70 bis 80°, aufgerichtet sind, mit dem Generalstreichen NNW—SSO, fallen die der zweiten Reihe zumeist flach mit etwa 5—8° nach NO ein und zeigen ein Generalstreichen von NW—SO.

Die Gneise sind vielfach Biotitgneise des gewöhnlichen Typs. Aber auch Hornblendegneise sind sehr verbreitet, ebenso



Granulite. Sehr häufig sind quarzreiche Einlagerungen, die zum Teil mit Magnetit dicht durchsprengt sind wie am Cerro Valentin und Cerro Mulero unweit Niw Perez (Treinta y Tres). An einzelnen Stellen häufen sich diese Einsprengungen, an anderen treten zu dem Magnetit reiche Manganerze (Lagerstätte des Cerro Papageio und Cerro Iman bei Zapucay unweit Corrales im Departemente Rivera). Ob die Gneise Ortho- oder Paragneise sind, bedarf noch näherer petrographischer Untersuchung. Vieles spricht dafür, daß die Mehrzahl sich als Paragneise herausstellen wird. Unter den krystallinen Schiefern



Fig. 1.  
Dachschieferbruch „El libro gigante“ südlich Minas.

finden sich Biotitglimmerschiefer und in besonders ausgedehnter Verbreitung Amphibolite. Ihnen folgt eine große Reihe von metamorphen Schiefern der verschiedensten Art und Ausbildungsformen. Neben Phylliten und Knotentonschiefern, wie sie z. B. typisch im Tale des Fraile muerto im Departamente Cerro Largo anstehen, finden sich sericitische Tonschiefer, Dachschiefer, mehrfach feinblättrige Schiefer. Letztere sind in der charakteristischsten Weise im Tale des oberen San Francisco im Departamente Minas ausgebildet. Hier sind diese Schiefer seit einiger Zeit im großen im Steinbruchsbetriebe abgebaut worden. Die Fig. 1 zeigt den „El libro gigante“ benannten Bruch. Fig. 2 zeigt

das Ausstreichen der Schieferschichten am Berghange, wo an der „Isla fea“ ein Zufluß des San Francisco in Kaskaden herabstürzt. Diese Schichten sind vielfach erfüllt von Kalk- und Dolomit-Einlagerungen, die teilweise prachtvollen Bildhauer- und Fassaden-Marmor und brauchbare Kalksteine liefern. Die Kalksteine werden zurzeit in einem bedeutenden Bruche bei La Sierra im Departamente Maldonado gewonnen, worüber auch K. WALTHER<sup>1)</sup> kürzlich berichtete. Auch im



Fig. 2.

Ausstreichen der Dachschiefer an der „Isla fea“.

Staate Cerro Largo, im Tale des Fraile muerto, werden sie ausgebeutet (Bruch des Sabino Gonzalez) und stehen dort zum Teil als schön gefärbte (grau, rot, weiß) und gebänderte Zwischenlagen von Dolomit- und Tonschiefen, teils als ausgedehnte schwarze oder schwarz-weiß geaderte massige Kalke (im Kampe des Sefrino d'Acosta im Tale des oberen Tamari) an.

<sup>1)</sup> K. WALTHER: Rocas metamorficas con inclusiones de calcerca de La Sierra. Departamento de Maldonado. Separado de la Revista del Instituto de Agronomia de Montevideo 1909, V, S. 273—281.

Auch Quarze, quarzitishe Brecciengesteine und Konglomerate finden sich als Zwischenglieder mehrfach, ebenso eigenartige, wenig schiefrige, konkordant eingelagerte Hornblendegesteine, die ich als metamorphosierte Diabasdecken ansprechen möchte. In ihnen finden sich gelegentlich Eisenerzanreicherungen. Die Quarzzwischenlagen sind bisweilen, namentlich in der Nähe von Dioritstöcken, erzführend. Es fanden sich Pyrit, Kupferkies, Buntkupfererz, Bleiglanz, auch Gold. Eine besonders erzhaltige Zone, bei der es sich sowohl um bleiglanzreiche Quarze wie Dolomite, kupferkieshaltige, auch bleiglanzführende pyritische Erze handelt, zieht sich als Einlagerung dieser Schichten auf weite Erstreckung von der Küste bei La Sierra bis in das Departamento Minas hinein. Diese Erzzone ist verschiedentlich in früheren Zeiten Gegenstand des Abbaues gewesen. Eine große Zahl von früheren bergmännischen Betrieben, die zum Teil schon zur Zeit der ersten eingewanderten Spanier umgingen und dem Staate und der Stadt Minas ihre Namen gaben, bauten auf diesem Horizont. Heute zeugen davon nur noch eine Reihe namentlich im Tale des San Francisco und bei La Sierra liegender alter Grubenbaue. In Ausbeute befindet sich zurzeit keine dieser Gruben mehr. Über das Alter dieser ganzen Formationsgruppe läßt sich mit Bestimmtheit heute noch nichts sagen, da es an jeglichen Fossilfunden aus ihnen mangelt. Im anstoßenden Brasilien<sup>1)</sup>, wo im übrigen die geologischen Verhältnisse, wie noch zu erläutern sein wird, große Übereinstimmung zeigen, wird die große, über weite Gebiete ausgedehnte Diskordanz in das untere bis mittlere Devon versetzt. Zum mindesten kann sie, da dort ungestörte, unzweifelhaft oberdevonische fossilführende Schichten vorhanden sind, die jene Schichtenreihe diskordant überlagern, nicht jünger sein. Demnach wird man die metamorphen Schiefer nebst ihren Einlagerungen als vor-oberdevonisch bezeichnen können. Eine weitere Gliederung innerhalb dieser Reihe ist zurzeit noch nicht möglich.

In großer Verbreitung finden sich innerhalb dieser Formationen Eruptivgesteine, vornehmlich Syenite, Diorite, Granite. Die wenigen höheren Erhebungen des Landes, z. B. der höchste Berg, der Pan de Azmar, unweit der Küste beim gleichnamigen Orte im Departamento Maldonado, sind eruptiven Ursprungs.

---

<sup>1)</sup> J. C. WHITE: Final Report (of the „Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil“), Rio de Janeiro 1908, S. 21. Nach paläontologischen Untersuchungen von J. M. CLARKE.

Ebenso der Berg, welcher der Hauptstadt (Montevideo) seinen Namen verliehen hat. In vielen Steinbrüchen werden diese Gesteine gewonnen und liefern vorzügliches Bau- und Pflastermaterial nicht nur für Montevideo und die Provinzstädte des Landes, sondern auch für die in weiter steinloser Pampa gelegene Hauptstadt des benachbarten Argentiniens. Aus den höher gelegenen Formationen sind mir Granite auf meinen Reisen nicht bekannt geworden. Auch die gelegentlich den Tonschiefern zwischengelagerten Diabasdecken und zahlreiche



Fig. 3.

Diabasgänge den Granit und Tonschiefer durchsetzend.  
Bahneinschnitt von Nico Perez.

Diabasgänge, die häufig wie bei Nico Perez und Las Pavas (Treinta y Tres) auch die Granite mit durchsetzen (Bahneinschnitt von Nico Perez in Fig. 3), sind offenbar diesen Formationen zuzurechnen.

Erwähnenswert sind dann noch einzelne Tiefengesteinsmassive mit Quarzgängen, die goldhaltige Pyrite und Freigold führen. Ein solches wurde mir im Tale des Soldado nördlich Minas, ein anderes im Norden der Republik, bei Corrales im Departamente Rivera bekannt. Auf letzterem baut das einzige und seit längerer Zeit in Betrieb befindliche Bergwerk des Landes bei Cuniapiru. Die Goldlagerstätten des nahen Zapulnays

befinden sich dagegen in stark gequetschten metamorphen verquarzten Chlorit- und Amphibolschiefern.

Insgesamt sind die metamorphen Schiefer offenbar früher zu gewaltigen Höhen emporgerichtet und in der Folge stark abradiert worden, so daß wir es heute nur noch mit dem Sockel eines alten hohen Gebirges zu tun haben, in dem überall die emporgewölbten Tiefengesteinskerne mit abradiert oder freigelegt worden sind. Häufig weisen in der weiten Prärie nur noch einzelne Granittrümmerblöcke die seltener, wie nördlich Nico Perez z. B., zu imposanten Felslabyrinthen zusammengehäuft sind, auf solche einst ausgedehnten Massive hin.

Die zweite erwähnte Formationsreihe beginnt, wie oben bemerkt, im benachbarten Brasilien mit Devonschichten. Zwar sagt DERBY<sup>1)</sup>, Devon sei südlich des Staates Parana noch nicht nachgewiesen, und es sei fraglich, ob es dort überhaupt existiere. Nach den Untersuchungen WHITES (a. a. O.) ist dies aber wahrscheinlich. In Uruguay sind keinerlei darauf hindeutende Fossilien bisher gefunden worden. Sie scheinen vielmehr hier mit den im Tale des Fraile muerto freiliegenden und im nahen Tale der Latuna laguna in einem Schachte zwischen schwarzen Tonschiefern eingebetteten Glazialkonglomerate zu beginnen. Die ganze Schichtenfolge stellt sich offenbar als Äquivalent der Gondwanaland-Facies anderer Länder dar. Wir haben in den Fraile muerto-Glazialkonglomeraten Äquivalente der Dwykakonglomerate Südafrikas und der von WHITE aus Brasilien erwähnten Orleanskonglomerate zu erblicken. Es wird im folgenden noch vielfach auf die umfassenden Untersuchungen WHITES im angrenzenden Brasilien Bezug genommen; denn die gesamte Sedimentärbedeckung Uruguays ist offenbar die südliche Fortsetzung der von WHITE beschriebenen, über die brasilischen Staaten São Paulo, Parana, Sta. Catharina, Rio Grande do Sul ausgedehnten Ablagerungen. Alle diese Schichten fallen im großen und ganzen in Uruguay sanft (mit 5—8°) nach NO ein und zeigen, von einigen wenigen lokalen Störungen, wie bei und nördlich Melo (Cerro Largo), abgesehen, einheitliche Lagerung.

Von früheren, meist das Land nur flüchtig berührenden Forschern ist diese gesamte Schichtenfolge als dem Permocarboneum zugehörig bezeichnet worden. Besonders vertrat TWITE<sup>2)</sup>

---

<sup>1)</sup> ORVILLE A. DERBY: Über Spuren einer carbonen Eiszeit in Südamerika. (Brief DERBYs, mitgeteilt von W. WAAGEN.) N. Jahrb. f. Min 1888, II, S. 172—176.

<sup>2)</sup> C. TWITE: Memoire sobre la Geologia de una parte de la Republica del Uruguay. Montevideo 1875.



diese Ansicht, ohne doch irgendwie schlagende Beweise, etwa durch Beschreibung von Fossilien, zu erbringen. Ebenso konnte eine im Jahre 1877 ausgesandte Kommission keine Klarheit über das Alter der vorliegenden Ablagerungen schaffen.

Nur darin stimmten alle bedeutenden Forscher wie WEISS (a. a. O.), BURMEISTER (a. a. O.), PLANT<sup>1)</sup>, DERBY (a. a. O.) überein, daß die im südlichen Brasilien, z. B. bei Candiota, am kleinen Flüschen Tigre, überhaupt im Staate Rio Grande do Sul anstehenden Schichten ihre unmittelbare und äquivalente Fortsetzung auch über weite Gebiete der Republik Uruguay finden. Dem muß ich mich nach Besichtigung eines Teiles jener südbrasilischen Ablagerungen voll und ganz anschließen. Über das Alter dieser Schichten gingen die Ansichten der früheren Forscher freilich weit auseinander. WEISS, der allerdings nur nach den Aufsammlungen SELLOWS urteilte, hielt die Schichten für Tertiär, während DERBY geneigt war, sie als Schichten wahrscheinlich permischen oder triassischen Alters anzusehen.

Die paläobotanischen Untersuchungen von PLANT und CARRUTHERS, ZEILLER<sup>2)</sup> und D. WHITE (a. a. O.) haben unzweifelhaft festgestellt, daß in den fraglichen Schichten Brasiliens (wie BODENBENDER für Argentinien nachgewiesen) eine Mischung älterer Gondwana-Flora mit permischen Arten der Nordhemisphäre vorliegt. WHITE hat diese Erkenntnis noch dahin ergänzt (a. a. O., S. 361), daß die Gondwana-Formen in den unteren Sedimentärschichten, die der nördlichen Floraprovinz jedoch etwas später und in den höheren Schichten häufiger und artenreicher zu werden scheinen. D. WHITE gibt auch neben einer erschöpfenden historischen Schilderung der Entwicklung dieser Erkenntnis eine Darlegung der engen Beziehungen der brasilischen Glossopteris-Flora mit derjenigen der Talchir-, Karharbari- und Damuda-Schichten.

Auch in Uruguay fanden sich nun, vornehmlich im Departamente Cerro Largo, in ganz besonders auffälligen Mengen

---

<sup>1)</sup> N. PLANT und W. CARRUTHERS: The Brazilian Coal Fields, with a description of the plantsremains. Geological Magazin, London 1869, S. 147—156; s. auch N. Jahrb. Min. 1870, S. 663—664 (Auszug).

<sup>2)</sup> M. R. ZEILLER: Sur un *Lepidodendron* silicifié du Brésil. Compt. Rend. de l'Acad. d. Sc. 127, Paris 1898, S. 245—247. — Derselbe: Sur quelques empreintes végétales des gisements houillères du Brésil méridional. Ebenda 121, Paris 1895, S. 961—964. — Derselbe: Gisements Houillers de Rio Grande do Sul (Brésil méridional). Bull. Soc. Geol. de France, 3. sér., XXIII, Paris 1895, S. 601—629 (3 Taf.).



Reste verkieselter Hölzer (sie wurden dort z. B. nahe Melo in Haufen zusammengetragen und als Beschotterungsmaterial verwandt!). Sonst fanden sie sich noch vielfach, vornehmlich im Gehängeschutt und in den Flußschottern. Zwei besonders große, 5—6 m lange und etwa  $\frac{3}{4}$ —1 m starke zusammenhängende Stämme konnten im nördlichen Cerro Largo unweit der brasilischen Grenze im Kampe des Sefrino Menesses beobachtet werden.

Unter einer von verschiedenen Fundpunkten aufgesammelten großen Zahl von Bruchstücken befanden sich viele Exemplare, in denen in auffälliger Weise die Struktur des Holzes erhalten schien, während andere täuschend ähnliche Merkmale von *Lepidodendron* und *Sigillaria* enthielten. Herr Dr. GOTHAN-Berlin hatte auf meine Bitte hin die Güte, das gesamte gesammelte Material einer Durchsicht zu unterziehen und mir nach mikroskopischer Untersuchung der besonders gut erhalten scheinenden Stücke folgendes Ergebnis mitzuteilen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle ganz besonders danke.

„Die Holzstruktur zeigt araucarioiden Bau, weshalb die Hölzer als *Dadoxylon* sp. zu bezeichnen sind. Hölzer von anderer Holzstruktur scheinen nicht darunter zu sein. Die Hoftüpfel sind für *Dadoxyla* ziemlich groß; während sie bei den rezenten Bäumen von analogem Holzbau, der heute nur in der Familie der Araucarien vorkommt, so gut wie nie 9—12  $\mu$  Höhe überschreiten, kommen bei den vorliegenden solche von 15  $\mu$  Höhe und noch mehr vor. Wie ich früher bemerkt habe (Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, H. 44, S. 20) und SCHUSTER neuerdings bestätigt hat, ist das eine hervorstechende Eigentümlichkeit der Araucariten älterer Formationen, so daß es sich schon aus diesem Grunde um paläozoische Hölzer handeln dürfte. Hiermit stehen die weiteren Holzverhältnisse auch im Einklang, nämlich: das Fehlen irgendwelcher Zuwachszonen im Holzkörper, was eine durchgreifende Eigentümlichkeit der paläozoischen Bäume mit nachträglichem (sekundärem) Dickenwachstum ist, gleichgültig, welchen Pflanzenfamilien sie angehören. Ferner spricht der Umstand, daß die vorliegenden Holzreste lauter Araucariten zu sein scheinen, für paläozoisches Alter; damals hatten Cordaiten und andere Gymnospermen oder in ihrer Hingehörigkeit im System nicht näher bekannte Bäume *Dadoxylon*-Holzbau, welcher heute, wie oben schon bemerkt, nur noch bei den Araucarien auftritt. Es würde sicher mehr als unwahrscheinlich sein, daß sich — angenommen, es handle sich um jüngere Holzreste — gerade bloß Araucariten erhalten hätten. Im Oligocän von Argentinien

kommen denn auch neben einigen *Dadoxylon*-Stücken eine große Zahl Hölzer vor, unter denen sich *Cupressinoxyla*, Taxaceen (z. B. *Cupressinoxylon latiporosum* CONERS) und andere, sowie dikotyle Hölzer befinden. Diese Hölzer zeigen auch deutliche Zuwachszonen (Jahresringe). Die Sachlage bei den vorliegenden Hölzern ist kurz die, daß sich für ein paläozoisches Alter eine Reihe von Anhalten gewinnen läßt, während für ein mesozoisches oder gar känozoisches Alter solche durchaus fehlen, im Gegenteil, die beibringbaren Daten gegen ein solches sprechen.

Die Frage des genaueren Alters der Hölzer läßt sich ebenfalls mit Wahrscheinlichkeit beantworten. Wie bei uns das Rotliegende eine besonders auffallende Zahl von fossilen Hölzern beherbergt, so ist dies auch in analogen Schichten der südlichen *Glossopteris*-Facies der Fall. Aus Brasilien ist dies schon seit längerer Zeit bekannt, ebenso aus Australien, und in Südafrika liegt ein ähnliches Verhältnis vor.

Liegt schon aus diesem Grunde die Vermutung nahe, daß es sich um permocarbonische Holzreste handelt, so wird dies fast zur Gewißheit, nachdem vor kurzem D. WHITE aus Südbrasilien aus den dortigen kohlenführenden Schichten mit *Glossopteris*-Flora ebensolche Hölzer beschrieben hat, die in den anatomischen Verhältnissen und im Erhaltungszustand durchaus mit den unsrigen übereinstimmen; besonders ist zu vergleichen *Dadoxylon* (?) *meridionale* WHITE (Fossil flora of the coal measures of Brasil, Rio de Janeiro 1908, Bd. XIV, Fig. 4). Es zeigt die ziemlich großen Hoftüpfel, die nicht in Konturen, sondern als „Hoftüpfelsteinkerne“ (GOTHAN: a. a. O. 1905, S. 23) erhalten sind, was ebenfalls — soweit ich konstatieren konnte — bei unseren Hölzern der Fall ist und auf ähnliche Fossilisationsbedingungen hinweist.“

Nach den Feststellungen GOTHANs sind demnach alle so deutlich makroskopisch wie Jahresringe erscheinenden Bildungen, ebenso die scheinbare Struktur der mehrfach beobachteten und aufgesammelten Stücke, die den auch von D. WHITE<sup>1)</sup> beschriebenen *Lepidodendron*- und *Sigillaria*-Resten von Südbrasilien so auffallend makroskopisch ähnelten, lediglich besonderen Fossilisationsbedingungen zuzuschreiben oder auf äußere Umstände zurückzuführen.

Bezüglich der Jahresringe macht auch D. WHITE die Feststellung, daß in den Schnitten das Vorhandensein der Ringe zum größten Teil konzentrischer Färbung zuzuschreiben zu sein

<sup>1)</sup> Vgl. a. a. O., Taf. V, Fig. 11 u. 12, auch S. 437.

scheine, und Jahresringe, wenn es solche sind, sehr schwach entwickelt, eng und undeutlich seien. Demnach wird man schließen können, daß diese makroskopisch als Jahresringe erscheinende Färbung lediglich einem periodischen Schwanken der Lösungsverhältnisse der Mineralstoffe zur Zeit der Verkieselung zuzuschreiben sein dürfte.

Das für Brasilien durch verschiedene Forscher (ZEILLER, D. WHITE) festgestellte gleichzeitige Vorkommen von *Sigillaria* und *Lepidodendron* mit Araucariten kann vorläufig für Uruguay noch nicht bestätigt werden.

Von Wichtigkeit erscheint noch, daß alle die gesammelten und beobachteten Holzreste stets nur angeschwemmt, herausgewittert oder im Gehängeschutt beobachtet wurden, und die zahlreichen Aufschlüsse nie solche Reste in situ zeigten. (Übrigens konnte ich solche auch in Südbrasilien, d. h. bei Candiota und Boa vista, nicht feststellen.) Auch D. WHITE führt in situ gefundene Hölzer zumeist nur aus den von ihm Sao Bento series benannten und dem Mesozoicum zugerechneten Schichten an.

Die einzige in einer großen Reihe von Profilaufnahmen von J. C. WHITE verzeichnete, solche Fossilreste führende Schicht (a. a. O., S. 35, Nr. 2) ist durchaus nicht sicher primärer Entstehung. Ich selbst fand dann ferner noch in einem Sandstein dieser Schichtenreihe am rechten Ufer des Tamari am Wege nach Melo (Passo arena, Cerro Largo) Coniferenreste, die Herr GOTHAN als unzweifelhaft mesozoischen Alters erkannte. Unweit davon fanden sich, ohne daß tektonische Verhältnisse dort Unregelmäßigkeiten der Lagerung vermuten ließen, im Detritus verkieselte Holzreste, die offenbar höheren Schichten entstammten.

Dies alles legt nun die Vermutung nahe<sup>1)</sup>, daß die meisten der Uruguayer verkieselten Holzreste nicht dem Permocarbon angehören und etwa gemeinschaftlich mit *Sigillaria* und *Lepidodendron*, sowie den typischen Formen der *Glossopteris*-Facies vorkommen, sondern einer Araucariten-Flora des Mesozoicums angehören, die natürlich ihre Vorläufer auch bereits im Permocarbon gehabt haben mag. Die Feststellung WHITES S. 587:

„The presence of coniferous and Cordaitalean fossil woods in Rio Grande do Sul, and in São Paulo, where they are associated with *Psaronius*, has been noted by

---

<sup>1)</sup> DERBY (a. a. O.) nahm übrigens schon an, daß die Sedimentärschichten Uruguays die Fortsetzung seiner zweiten Terrasse (Brasiliens) nach Süden, also „wahrscheinlich permischen oder triassischen Alters“ sei!

both, RENAULT and ZEILLER in connection with the description of *Lycopodiopsis Derbyi* and *Dadoxylon Pedroï*“

kann diese Vermutung nicht beeinträchtigen. Vielmehr bestätigen eben die Beobachtungen in Uruguay und Brasilien nur die aus anderen *Glossopteris*-Gebieten längst bekannte Tatsache, daß die Permocarbon-Flora sich in viel reichlicherer und kontinuierlicherer Weise in das Mesozoicum fortsetzt als die Permocarbon-Flora der borealen Floraprovinz.

Es kann hier auf die zahlreichen Profile, die mir u. a. auch diese Ansicht bestätigten, nicht eingegangen werden.

Die Schlüsse, die ich aus allen meinen dortigen Aufnahmen und Beobachtungen und auf Grund der mir erst nach meiner Rückkehr aus Südamerika bekannt gewordenen Arbeit von WHITE über die ähnlichen Ablagerungen des angrenzenden Brasiliens ziehen möchte, lassen sich, wie folgt, zusammenfassen:

Die sedimentären Schichten Uruguays bilden die südliche Fortsetzung des großen, von WHITE aus Brasilien beschriebenen Sedimentärbeckens. Sie gehören der Gondwanaland-Ausbildung an. Demgemäß wiegen in der ganzen Schichtenreihe terrestre Bildungen vor. Dazwischen liegen Tonschiefer mit Pflanzenresten und Kohlenflözen, bisweilen auch dünnplattige Kalke und kalkige, dolomitische Sandsteine, Bildungen ausgedehnter Sümpfe, flacher Binnenland- oder Strandseen und Meeresbuchten. Ein großer Teil der Schichten ist äolischen Ursprunges. Sie beginnen im Permocarbon und setzen sich unzweifelhaft bis ins Mesozoicum, möglicherweise auch noch weiter fort. Charakteristisch ist ein auf nicht allzu große Ausdehnung zu beobachtender häufiger Facieswechsel.

Als wichtigste für die Parallelisierung und Altersbestimmung der gesamten Schichtenreihe gemachte Beobachtungen seien hier außer den oben erwähnten Funden fossiler Hölzer die Auffindung einer Glazialschotterbank im Schachte an der Laguna latuna und im Tale des Fraile muerto erwähnt. Ferner ist bemerkenswert die Beobachtung einer horizontbeständigen, von zahllosen Kriechspuren durchsetzten Tonschiefer- und Platten-sandstein-Schicht, sowie die als erste Fossilienfeststellung in Uruguay überhaupt geltende (abgesehen von den häufigeren Funden von Säugetierresten der Pampas-Schichten) Auffindung einer Reihe von Saurierresten, die ich in schwarzen Tonschiefern im Kampe des Menesses am Rande des Bañado de los Burros (Eselssumpf) in Cerro Largo, unweit des Passo Naria Isabel und des Jaguaron, an der brasilischen Grenze fand.

Sie zeigen große Ähnlichkeit mit den in WHITES zitierter Arbeit von J. H. MAC GREGOR<sup>1)</sup> als *Mesosaurus brasiliensis* MC. G. beschriebenen Resten. Ihre nähere paläontologische Bearbeitung hat Herr Dr. E. HARBORT-Berlin übernommen. Leider fehlten bei den Funden der Kopf und überhaupt größere zusammenhängende Skeletteile. Die Reste fanden sich teils im schwarzen Tonschiefer verstreut eingebettet, teils in Form eines dicht mit Resten durchspickten bone bed. Meist zeigten sich nur Femur, Fibia, Tibia, Humerus, Radius und Ulna, einzelne Rippen und Wirbel und damals, vor der Präparation, noch nicht bestimmbare, flache Knochenreste (nach neuerer Mitteilung HARBORTs solche des Beckens).

Namentlich auch mit diesem letzteren Funde scheint mir die Übereinstimmung der uruguayer und brasilischen Ablagerungen in gewissen Teilen unzweifelhaft bewiesen. Der in Uruguay gelegene Teil des Beckens weist im Westen die höheren, im Osten die liegenden Schichten der gesamten Folge anstehend auf. Wie weit Kohlenflöze (die bekanntlich in Brasilien vielfach zutage austreichen, z. B. Candiota, Boa vista) auch in Uruguay vorhanden sind, wird sich nur durch Bohrungen feststellen lassen. (Neuerdings sind, dem Vernehmen nach, Kohlenflöze dicht an der Nordgrenze in 100—150 m Teufe angebohrt worden.) Jedenfalls spricht vieles dafür, daß sie vor Erreichung des Südrandes auskeilen oder ihre Äquivalente dort Konglomerate, Quarzite und Arkosen darstellen.

Bezüglich der Bildung der faciell so vielfach verschiedenen Ablagerungen mag es hier genügen, auf die Ausführungen FRECHS<sup>2)</sup> in der Lethaea über die Entstehung der Gondwanaland-Ablagerungen sowie auf die erschöpfende Behandlung dieser Frage vorzüglich hinsichtlich der Verbreitung und Entwicklung der Flora für die analogen brasilischen Vorkommen durch WHITE (a. a. O., Kap. III, S. 231: Origin of the Carboniferous and Triassic sediments) hinzuweisen, die in jeder Beziehung auch für Uruguay Geltung haben.

Hinsichtlich der Parallelisierung der Schichten muß ich mich hier mit einer schematischen Gegenüberstellung begnügen, wie sie nachstehende Tabelle angibt, die natürlich noch nicht im einzelnen Anspruch auf absolute Genauigkeit machen kann:

---

<sup>1)</sup> J. H. MAC GREGOR: On *Mesosaurus Brasiliensis* nov. sp. from the Permian of Brazil. Part II of the Relatoria final of the Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil, Rio de Janeiro 1908, S. 302 ff.

<sup>2)</sup> F. FRECH: Lethaea geognostica I, Bd. 2 (Die Dyas), Stuttgart 1902, S. 618—621.



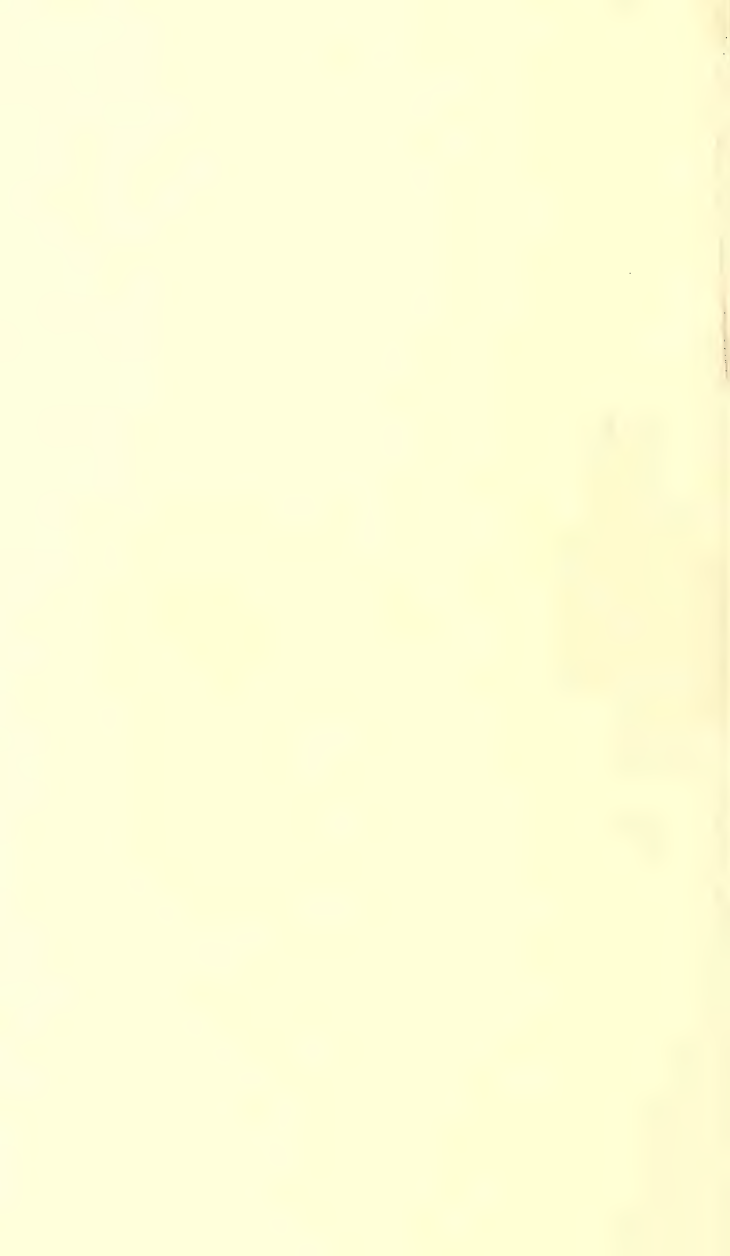
nach WHITE (a. a. O., S. 33 u. 381)				GUILLEMAIN 1908	Eruptiv-Gesteine. Uruguay
Indien	Südafrika	Argentinien	Brasilien	Uruguay	
Mesozoisch	Umia (Cutch) Jabalpur Kota Maleri Panchet	Basalte Cave sands Red Beds Stomberg-Series	São Bento-Schichten Eruptiv-Gesteine der Serra Geral São Bento-Sandsteine, große Klippen von roten, grauen und bunten Sandsteinen Rote Rio do Rasto-Schichten mit Reptilienresten ( <i>Scaphonyx</i> ) und fossilen Hölzern	Massige weiße, rote, bunte Sandsteine, besonders in den nord-westlichen Departementen, mit aufgeschwemmten Achat-, Chalcodon-, Amethystmandeln und verkieselten Holzresten. Vielfach Toneisenstein-konkretionen	Basalte
				Rote u. graue Kalke v. Passo Maria Isabella (Jaguaron chico) Rote, massige, merglige Schichten Cerro Largos (z. B. Passo arena und nördlich Melos), verkieselte Hölzer? Kalkige Sandsteine, meist graugrün, wenig mächtig (Melo) Sandig-tonige Schieferzwischenlagen. Massige, weiße und bunte Sandsteine (Melo, Nordgrenze). Bunte, schiefrige Sandsteine mit eingeschalteten, wenig mächtigen dolomitischen Kalkbänken (Melo, Campo Menesses). Brandschiefer von Melo Schiefer mit Saurierresten im Campo Menesses	
Oberes Perm			Passa Dois-Schichten Rocinha-Kalk Graue und verschiedenartige Schiefer von Estrada nova mit Quarzkonkretionen und sandigen Lagen Schwarze Iraty-Schiefer mit <i>Mesosaurus</i> und <i>Stereospermum</i>		Diatase
	Damuda. Raniganj Barakar	Beaufort-Series	Rote Schieleten und Sandsteine		



Unteres Perm	Karharbari Talehir (glazial)	Ecca Dwyka conglomerat. (glazial)	Kohlen und Schiefer Basal Conglomerate (glazial)	Tubarão-Schichten Palermo-Schiefer Rio Bonito-Schiefer und Sandsteine mit Kohlenflözen und <i>Glossopteris</i> ( <i>Gangamopteris</i> ) Orleans-Konglomerate Sandsteine und Schiefer	Diskordanz Devon und Granit	Diskordanz Retamito Devon	Diskordanz Tete Stephanian Diskordanz Mitteburg Devon	Präperm
Diabase	Sandsteine (nördlicher Talrand des Fraile muerto, Campo Silveira) Sandsteinschiefer Tonschiefer und tonige Plattensandsteine mit zahlreichen Kriechspuren Kohlenflöze (neuerdings an der Nordgrenze erbohrt) Quarzte, Konglomerate, Arkosen des Ost- und Südrandes des Uruguay-Beckens (Quebracho, Weg Fraile muerto—Silveira, Weg Melo—Cerui) Fraile muerto-Glazialkonglomerat Tonschiefer, schwarzgrau, teils sandig. (Fraile muerto und Weg Melo—Cerui)	Diskordanz Devon (?) Steil aufgerichtete Sericitschiefer und Phyllite. Massige körnige Kalke (Cerro Largo, Minas) Platten- und Dachtonschiefer (Minas) Glimmerschiefer Gneis-Amphibolit	Diskordanz Devon (?) Steil aufgerichtete Sericitschiefer und Phyllite. Massige körnige Kalke (Cerro Largo, Minas) Platten- und Dachtonschiefer (Minas) Glimmerschiefer Gneis-Amphibolit	Diskordanz Devon und Granit	Diskordanz Tete Stephanian Diskordanz Mitteburg Devon	Diskordanz Retamito Devon	Diskordanz Tete Stephanian Diskordanz Mitteburg Devon	Präperm

Granite (Diorite)

Diabase



	nach WHITE (a. a. O., S. 33 u. 381)				GUILLEMAIN 1908	Eruptiv- Gesteine. Uruguay
	Indien	Südafrika	Argentinien	Brasilien	Uruguay	
Mesozoisch	Umia (Cutch) Jabalpur Kota Maleri Panchet	Basalte Cave sands Red Beds Stomberg- Series	Caldonta- Schichten	São Bento-Schichten Eruptiv-Gesteine der Serra Geral São Bento-Sandsteine, große Klippen von roten, grauen und bunten Sandsteinen Rote Rio do Rasto-Schichten mit Reptilienresten ( <i>Scapho- onyx</i> ) und fossilen Hölzern	Massige weiße, rote, bunte Sand- steine, besonders in den nord- westlichen Departamentes, mit auf- geschwemmten Achat-, Chaledon-, Amethystmandeln und verkieselten Holzresten. Vielfach Toneisenstein- konkretionen	Basalte
oberes Perm	Damuda Raniganj Barakar	Beaufort- Series	Rote Schiel- ten und Sandsteine	Passa Dois-Schichten Rocinha-Kalk Graue und verschiedenartige Schiefer von Estrada nova mit Quarzkongre- gationen und sandigen Lagen Schwarze Itaty-Schiefer mit <i>Mesosaurus</i> und <i>Stereos- ternum</i>	Rote u. graue Kalke v. Passo Maria Isabella (Jaguaron chico) Rote, massige, merglige Schichten Cerro Largos (z. B. Passo arena und nördlich Melos), verkieselte Hölzer? Kalkige Sandsteine, meist graugrün, wenig mächtig (Melo) Sandig-tonige Schieferzwischenlagen. Massige, weiße und bunte Sand- steine (Melo, Nordgrenze). Baute, schiefrige Sandsteine mit ein- geschalteten, wenig mächtigen do- lomitischen Kalkbänken (Melo, Campo Menesses). Brandschiefer von Melo Schiefer mit Saurierresten im Campo Menesses	Basalte
Unteres Perm	Karharbari  Talehir (glazial)	Eoca  Dwyka con- glomerat- (glazial)	Kohlen und Schiefer  Basal Con- glomerate (glazial)	Tubarão-Schichten Palermo-Schiefer Rio Bonito-Schiefer und Sandsteine mit Kohlen- flözen und <i>Glossopteris</i> ( <i>Gangamopteris</i> ) Orleans-Konglomerate Sandsteine und Schiefer	Massige, weiße und bunte (beim- mer-rosa) Sandsteine (nördlicher Teil rand des Fraile muerto, Campo Silveira) Sandsteinschiefer Tonschiefer und tonige Plattensand- steine mit zahlreichen Kriech- spuren Kohlenflöze (neuerdings an der Nord- grenze erbohrt) Quarzite, Konglomerate, Arkosen des Ost- und Südrandes des Uruguay-Beckens (Quebracho, Weg Fraile muerto—Silveira, Weg Melo—Cerni) Fraile muerto-Glazialkonglo- merat Tonschiefer, schwarzgrau, teils san- dig. (Fraile muerto und Weg Melo—Cerni)	Dabase
Präperm	Diskordanz	Diskordanz Tete Stephanian Diskordanz Mitteburg Devon	Diskordanz Retamito  Devon	Diskordanz  Devon und Granit	Diskordanz Devon (?) Steil aufgerichtete Sericitschiefer und Phyllite. Massige körnige Kalke (Cerro Largo, Minas) Platten- und Dachtonschiefer (Minas) Glimmerschiefer Gneis-Amphibolit	Granite (Diorite) Diabase

Von Eruptivgesteinen finden sich in diesen Schichten eingelagert vornehmlich Porphyre, solche von gleichem Alter aber auch im Süden im altkrystallinen Gebiete und in einer weit ins Innere von der Küste bei La Sierra und dem Pan de Azucar sich hinziehende Zone. Dicht am genannten Berge finden sich unmittelbar an der Küste im Besitztum des Piria schöne, dunkelgrüne oder dunkelrot gefärbte Varietäten, die eine frappante Ähnlichkeit mit dem Porfido rosso und P. verde antico der Alten aufweisen. Wie in den bis tief in das Departamente Minas hinein verfolgten Porphyrrzügen, sind es in der Regel gelb und blaß rotgelb gefärbte, unseren Thüringer und Waldenburger Porphyren ähnelnde Varietäten, die sich häufig durch nadelförmige, große Feldspateinsprenglinge auszeichnen.

Ganz besonders hervorheben möchte ich noch die in breiter Zone bei La Sierra die Höhen begleitenden Porphyrkonglomerate und -breccien, die neben porphyrischem auch in großer Masse granitische und altkrystalline Bestandteile einschließen. Es sind teils eckige, teils stark abgerundete Gerölle. Der von K. WALTHER (a. a. O.) geäußerten Anschauung, daß es sich hier wahrscheinlich um paläozoische, den metamorphen Schichten jener Gegend eingelagerte Formationsglieder handelt, kann ich mich nach meinen Beobachtungen nicht anschließen.

Im ganzen Sedimentärgebiete habe ich nirgends Porphyre beobachtet, dagegen häufig Melaphyre. Diese treten vereinzelt in zahlreichen nebeneinanderliegenden, kuppenförmigen Anhäufungen besonders am Rande des Sedimentärgebietes auf, bei Las Pavas und an der Laguna latuna. Häufiger finden sie sich in Gängen, die schon an der Küste sich zeigen, z. B. an der Punta brava unweit Montevideo und am Fuße des Pan de Azucar. Besonders häufig aber sind sie im Sedimentärgebiete in merkwürdig ungestört über weite Erstreckung sich hinziehenden, wenige Meter breiten Linien. Die von ihnen durchsetzten Sedimente sind kaum in ihrer Lagerung gestört oder gar wesentlich durch Kontaktmetamorphose verändert.

Ob jene bekannten Achat-, Amethyst- und Chaledonmandeln, die große Gebiete des Nordens der Republik, besonders in den Departamenten Rivera, Tahucarembo und Salto, bedecken und die Hauptmasse jener Steine bilden, die namentlich in den letzten Jahren als aus Brasilien stammend nach Europa kamen (Hauptfundpunkt z. B. ist die Cuchilla de Tambores), noch heute irgendwo anstehenden Porphy- oder Melaphyr-Mandelsteinen entstammen, muß noch dahingestellt bleiben. Überall, wo ich sie auf meinen Reisen in Rivera und Tahucarembo und Cerro Largo beobachten konnte, waren

sie wie die Holzreste in Flußschottern und im Gehängeschutt angeschwemmt und häufig mit ihnen vergesellschaftet oder herausgewaschen. Ihre primären Lagerstätten wären demnach möglicherweise, wenn sie überhaupt noch vorhanden, in den Departamenten Artigas oder Salto wohl zu suchen. Auch bei Tambores sollen die dort häufigen großen Amethystdrusen durch Zerschlagen der die Felder bedeckenden Gerölle gewonnen werden.

Es muß nun noch ein flüchtiger Blick auf die Pampas-Schichten geworfen werden, welche altkrystalline und sedimentäre Schichten in gleicher Weise bedecken. Auch diese bilden eine Reihe von zumeist terrestren, vielfach äolischen Bildungen und setzen sich aus Sanden, sandigen Konglomeraten, tonigen Sanden, Tonen und bisweilen Süßwasserquarzen und Kalken zusammen. In gewissen Teilen finden sich, wie z. B. bei Casasco dicht vor Montevideo, Lößmännchen in diesen Schichten in erstaunlicher Größe und Zahl angehäuft. Die tieferen, besonders im Norden vielfach angeschnittenen Schichten enthalten häufig die aus den gleichen Schichten Argentinien's vielfach beschriebenen Säugetierreste. Im nördlichen Cerro Largo konnte ich im Flußbett des Beretschi eine große Zahl von offenbar bereits auf zweiter Lagerstätte liegenden und vom Fluß herausgewaschenen Resten von *Glyptodon* und *Myiodon* aufsammeln. Auch für diese Ablagerungen möchte ich annehmen, daß es sich um eine ganze Reihe von vielleicht bis tief in das Tertiär hinabreichenden Schichten handelt. Aus diesem Grunde halte ich auch die Bezeichnung, die K. WALTHER<sup>1)</sup> kürzlich wählte, indem er in der Umgebung Montevideos ein Unteres und Oberes Diluvium unterschied, nicht für zweckmäßig, es sei denn, daß unzweifelhaft bestimmbare Fossilreste eine solche Parallelisierung rechtfertigten. Bekanntlich fehlt es bisher, was eben bei der Natur der Bildungen wohl erklärlich erscheint, noch vollständig an solchen Fossilfunden. Eine Zahl von kleinen Gastropoden und Lamellibranchiaten, die ich am Grunde einer der zahlreichen Strandsümpfe bei Carasco in blauen Tonen eingebettet fand, möchte ich, wie diese Moorbildungen selbst, als rezent ansprechen. Über die Gliederung dieser Pampas-Schichten in Uruguay werden demnach nur sehr eingehende, über große Gebiete ausgedehnte und mit den Lagerungsverhältnissen und eventuellen Fossilfunden rechnende Untersuchungen Klarheit schaffen können. Leider

---

<sup>1)</sup> K. WALTHER: El diluvio en los alrededores de Montevideo. 1a Parte: Geologia. Separado de la Revista del Instituto de Agronomia de Montevideo, N. V, Agosto 1909.

fehlte es damals völlig an einer geordneten Aufsammlung von diluvialen Säugetierresten, die nur in wenigen Fällen, bei tadelloser Erhaltung und Vollständigkeit, in das Zoologische Museum aufgenommen worden waren, ohne daß ihre jeweilige Lagerung festgestellt worden wäre.

Im großen und ganzen haben wir vielleicht in den Uruguayer Schichten eine bisher noch nirgends in so ununterbrochener Folge beobachtete Reihe von terrestren Bildungen vor uns, deren geringe Fossilführung bislang noch jede scharfe Gliederung unmöglich machte. Jedenfalls scheint festzustehen, daß sie im Carbon beginnen, von da aus sich aber im allgemeinen ungestört bis in die Gegenwart fortsetzten, vielleicht nur unterbrochen durch eine längere Periode der Abrasion. Die Aufgabe künftiger eingehenderer geologischer Forschung wird es sein, festzustellen, ob etwa eine den Formationsbildungen anderer Erdteile entsprechende Gliederung auch dort sich durchführen läßt: wie weit z. B. die Gondwanaland-Facies sich nach oben in das Mesozoicum fortsetzt, und wie weit andererseits die Pampas-Schichten nach unten reichen, bzw. welche Unterbrechung die Formationsfolge dazwischen erfahren haben mag. Immerhin ist es auffallend, daß jene großen Störungen, die im Westen zur Emporwölbung der Kordilleren geführt haben und nach allgemeiner Annahme tertiären Alters sind, hier in Uruguay so spurlos geblieben sind oder sich offenbar nur in geringen, zeitweiligen Oszillationen des Festlandes geäußert haben können, wie ich nach meinen Beobachtungen annehmen muß.

---

## 16. Über die Glazialschichten cambrischen Alters in Südaustralien.

Eine Entgegnung.

Von Herrn W. HOWCHIN.

Adelaide, den 10. Dezember 1910.

Vor einiger Zeit erschien in dieser Zeitschrift ein Aufsatz des Herrn H. BASEDOW unter dem scheinbar anspruchslosen Titel: Beiträge zur Kenntnis der Geologie Australiens.<sup>1)</sup> Viele,

---

<sup>1)</sup> Bd. 61, H. III, 1909, S. 306 ff., insbesondere S. 354 ff.



man möchte beinahe sagen die meisten, der darin entwickelten Ansichten werden von der Mehrzahl der australischen Geologen nicht geteilt. Herr NOETLING<sup>1)</sup> hat bereits auf einige der Irrtümer in bezug auf die Geologie Tasmaniens, die sich in dieser Arbeit befinden, hingewiesen.

An dieser Stelle möchte ich nur eine Frage eingehender besprechen, nämlich die der cambrischen Glazialzeit. Herr BASEDOW weicht in dieser Frage von der überwiegenden Mehrzahl der australischen Geologen insofern ab, daß er diese Schichten „pseudoglazial“ nennt und ihren merkwürdigen Habitus auf tektonische Ursachen zurückführt. Es ist mit einigem Widerstreben, daß ich mich an die Aufgabe mache, die unrichtigen Darstellungen des Herrn BASEDOW zu widerlegen, denn die Arbeiten, die bereits über dieses Problem veröffentlicht wurden, sind an sich schon eine Widerlegung der Ansichten des Herrn BASEDOW; allein da mit der Möglichkeit zu rechnen ist, daß die australische Literatur, namentlich in Deutschland, nicht jedermann zugänglich ist, so sei es mir gestattet, einige der Tatsachen in kurzer Form noch einmal hervorzuheben. Daß dabei Wiederholungen aus meinen früheren Arbeiten mit unterlaufen, ist natürlich unvermeidlich.

1. Der lithologische Habitus. Der glaziale Habitus der betreffenden Schichten ist unverkennbar und stimmt vollständig mit dem anderer Glazialschichten überein. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt in Südaustralien etwa 1500 engl. Fuß, und der größte Teil der Gesamtserie wird von ungeschichtetem Blocklehm (boulderclay, tillite) eingenommen. Dieser Blocklehm enthält vielfach Einlagerungen von grobem Kies, und die einzelnen Geschiebe sind öfters von bedeutender Größe. So sind z. B. Geschiebe von 10 engl. Fuß Durchmesser durchaus nicht selten. Wie in allen typischen Blocklehmen so sind auch in diesem die Geschiebe regellos verteilt.

Es muß ganz besonders darauf aufmerksam gemacht werden, daß alle Geschiebe erratisch sind und die verschiedensten Typen repräsentieren. Häufig ist ein Quarzit, der durchaus verschieden von dem lokal anstehenden Quarzit ist; daneben finden sich die verschiedensten Granite, dann Gneise, Porphyrite und alte Schiefer. Alle diese Gesteinsarten — das sei ganz ausdrücklich hervorgehoben — kommen nicht nur nicht in dem betreffenden Teil des Landes vor, sondern sind überhaupt Südaustralien gänzlich fremd, und

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. Nr. 5/6, S. 434.

nirgendwo sind dieselben bisher in diesem Lande anstehend beobachtet worden.

2. Die Lagerungsverhältnisse. Die stratigraphischen Verhältnisse sind einfach, klar und nicht zu verkennen. Überlagert wird der Blocklehm von den feinkörnigen Tapley's-Hill-Schiefern, während er anderseits den feingeschichteten und dickbankigen Quarziten der Blackwood- und Mitcham-Serie auflagert. Diese Lagerung erhält sich ohne jede Spur von Änderung über ein Areal von Tausenden von Quadratmeilen.

3. Die Oberflächenerstreckung. Die enorme Oberflächenerstreckung des Blocklehmes ist in hohem Grade bemerkenswert. Bisher ist derselbe über ein Areal von 450 englischen Meilen in nord-südlicher und 300 engl. Meilen in ost-westlicher Richtung beobachtet worden. Innerhalb dieser Ausdehnung bildet der Blocklehm eine Reihe von Synklinalen und Antiklinalen, eine Lagerung, die jedenfalls auf eine spätere starke Lateralpressung hindeutet. Mein Kollege DOUGLAS MAWSON hat neuerdings den Blocklehm weit nach Osten über die Grenze bis nach New South Wales verfolgt und wird in kurzem die Resultate dieser Untersuchungen publizieren. Über diese weite Ausdehnung hin bleibt der Charakter des Blocklehmes derselbe. Nirgendwo ist eine Änderung zu beobachten.

4. Der Ursprung des Blocklehmes. Es wird bisher angenommen, daß der Blocklehm durch schwimmendes Eis gebildet wurde. Die Gründe hierfür sind folgende:

- a) Nirgendwo wurde bisher eine geschrammte Oberfläche der unterlagernden Schichten beobachtet.
- b) Der eingelagerte Charakter des Blocklehmes, der konkordant auf geschichteten Ablagerungen ruht.
- c) Die große Ausdehnung der Glazialschichten, welche unzweifelhaft ursprünglich horizontal gelagert waren.
- d) Die auffällige Ähnlichkeit der Geschiebe, welche über eine weite Erstreckung hin sich stets gleichbleiben.

Alle diese Charaktere deuten mehr darauf hin, daß der Blocklehm durch schwimmendes Eis gebildet wurde, als durch die beschränkten oszillatorischen Bewegungen eines Gletschers.

5. Geschrammte Geschiebe. Viele der Geschiebe sind prachtvoll geschrammt; meistens sind dieselben kanten gerundet, und eine oder mehrere Flächen sind stark gekritz, wobei die Schrammen sich häufig kreuzen. Es ist absolut unmöglich, diese Geschiebe von solchen, die in Schichten, deren glazialer Ursprung nicht bezweifelt ist, gesammelt wurden, zu unterscheiden.

6. Tektonische Erscheinungen. Die Glazialschichten Südaustraliens erstrecken sich über sechs Breitengrade. Im südlichen Teil bilden sie einen Teil der Mount-Lofty-Range; nördlich lassen sie sich durch Flinders-Range bis zum Lake-Eyre-Becken verfolgen. Überall, wo auch immer man dieselben innerhalb dieser Grenzen beobachtet, weisen sie gewisse tektonische Störungen auf. In der Mount-Lofty-Range hat augenscheinlich eine Ost—West gerichtete Lateralpressung spitzwinkelige Falten, ja in einzelnen Fällen sogar eine Überschiebung nach Westen, hervorgerufen. Diese Lateralpressung hat in der feinen Grundmasse des Blocklehmes eine rauhe Schieferung hervorgebracht, und viele der Geschiebe sind häufig derartig gedreht, daß ihre Längsachse in die Richtung der Schieferungsebene fällt. Natürlich hat auch diese Art von Bewegung ihre Spuren auf den Geschieben hinterlassen; aber die tektonischen Kritzer sind durchaus verschieden von den glazialen Schrammen. Erstere erscheinen durchweg in Form einer breiten Scharre mit paralleler Streifung, vielfach im Relief, während letztere, die echten Glazialschrammen, unregelmäßig sowohl in der Verteilung auf der Oberfläche des Geschiebes als in bezug auf Tiefe und Richtung erscheinen.

Im nördlichen Teil, z. B. im Petersburg-Distrikt und in der Flinders-Range, war der Lateralschub augenscheinlich schwächer. Die Faltung ist regelmäßiger; aber die charakteristischen glazialen Züge bleiben unverändert.

7. BASEDOWS tektonische Theorie. Die tektonische Theorie des Herrn BASEDOW ist durchaus unzureichend, all die beobachteten geologischen Phänomene zu erklären; aber, was wichtiger ist, dieselbe ist völlig unvereinbar mit den geologischen Tatsachen. Auch nicht in einem einzigen Falle sind Überschiebungen beobachtet worden, welche energisch genug waren, eine authiklastische Breccie zu erzeugen. Nirgendwo ist auch nur die entfernteste Ähnlichkeit mit einer Trümmerbreccie zu beobachten, oder ist eine solche gefunden worden, die unzweifelhaft auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. Herr BASEDOW muß erst den Nachweis führen, daß eine solche existiert; denn bisher hat er diesen Nachweis noch nicht erbracht. Er hat sich allerdings angestrengt, den Blackwood-Quarziten derartiges hineinzukonstruieren, wenn er sagt: „Zwischen Tonschiefer eingelagert besteht eine Schicht aus teilweise intaktem Quarzit, der in ein aus identischem Gestein bestehendes kataklastisches Geröllager übergeht, das fast ganz aus durch Torsion deformierten Fragmenten besteht, zum Teil aber auch eckige Stücke enthält und fast ohne Binde-

mittel ist. Anderseits enthält der Quarzit selbst gerundete Fragmente tektonischen Ursprunges<sup>1)</sup>, die äußerlich von Geröllen nicht zu unterscheiden sind, und die meist nur bei stark vorgeschrittener Verwitterung sichtbar werden.“ (a. a. O., S. 368.)

Diese Auffassung erscheint mir unannehmbar. Die Quarzitschichten, welche nach BASEDOW durch Druck geborsten und in kataklastische Fragmente zerlegt sind, „die ihre gegenseitigen Lagen mehr oder minder stark verändert haben“, gehören gar nicht zu den Glazialschichten, sondern dieselben repräsentieren deren Unterlage, d. h. die Blackwood-Serie (siehe oben para. 2).

Im Eisenbahneinschnitt bei Blackwood, wo das von BASEDOW besprochene Profil zu sehen ist, kann man deutlich beobachten, daß die unterlagernden Quarzite aufgebogen sind, und daß im Scheitel dieser Falte die Schichten stark zertrümmert sind. Man kann ferner sehen, daß dies eine rein lokale Erscheinung ist, die sich auf die Achse der Falte beschränkt, aber nicht aufwärts in die Glazialschichten übergeht. Die Identität der im Till enthaltenen Quarzite mit den denselben unterlagernden und anstehenden Quarziten könnte leicht auf mikroskopischem Wege bestimmt werden; auf alle Fälle müßten die im Till enthaltenen Quarzite Spuren des großen Druckes, dem sie nach BASEDOW ausgesetzt waren, zeigen. Nun hat Herr MAWSON eine solche Untersuchung ausgeführt und dargetan, „that they give no evidence in support of the theory that they are a crush-conglomerate produced by cataclastic action“<sup>2)</sup>.

Die enorme Ausdehnung des Tills (Blocklehmes) macht es sehr unwahrscheinlich, wenn nicht gar unmöglich, daß eine Überschiebung nach der Art des Herrn BASEDOW solch gleichmäßige Resultate über ein Areal von mehr als 12000 engl. Quadratmeilen hervorgerufen haben könnte. Wie erklärt Herr BASEDOW das Vorkommen dieser Blocklehme mit gekritzten Geschieben an andern als der von ihm beschriebenen Lokalität, z. B. bei Petersburg oder Pekina oder Appila, von vielen andern Plätzen nicht zu reden? Nirgendwo ist hier eine nennenswerte Störung der Lagerung zu beobachten, geschweige denn, daß die Geschiebe einer Torsionsbewegung ausgesetzt waren; aber dennoch sind die-

---

<sup>1)</sup> Man möchte da wirklich fragen, wie „gerundete“ Fragmente tektonischen Ursprunges zustande kommen, ganz besonders, wenn sie nicht von Geröllen zu unterscheiden sind.

<sup>2)</sup> Trans. and Proceed. Roy. Soc. South Aust. XXIX, 1905, S. 335.

selben geschrammt! Bei Appila, etwa 160 engl. Meilen von der von BASEDOW beschriebenen Lokalität, besitzen die Glazialschichten eine Gesamtmächtigkeit von 1526 engl. Fuß; sie bilden hier den Schenkel einer Monoklinalfalte (Flexur) und zeigen zwei Geschiebelehme; der obere von 120 Fuß, der untere von 750 Fuß Mächtigkeit, beide mit zahlreichen Geschieben, oft von bedeutender Größe. Mit Ausnahme der vorbesprochenen Flexur, durch welche die Schichten vertikal gestellt sind, ist keinerlei Störung zu verzeichnen.

Herr BASEDOW hat auch nicht einmal den Versuch gemacht, eine zufriedenstellende Erklärung des Auftretens der zahlreichen Geschiebe von nicht lokaler Herkunft, die in dem Till vorkommen, zu geben. Ganz abgesehen von dem Quarzit, der schon bei oberflächlicher Untersuchung leicht von dem lokal anstehenden Quarzit zu unterscheiden ist, darf billig die Frage aufgeworfen werden, wo kommen denn eigentlich die Granite, Gneise, Porphyre und anderen Gesteine, die Südaustralien gänzlich fremd sind, her? Lassen sich deren Schrammen und Kritzen etwa durch lokale Torsionserscheinungen erklären? Wenn ja, was ist denn aus der Wurzel geworden, von welcher dieselben abgedreht wurden? Die Unmöglichkeit, das Vorkommen dieser Geschiebe zu erklären, wenn man die BASEDOWsche Theorie akzeptiert, ist allein schon hinreichend genug, dieselbe als illusorisch zu erklären, selbst wenn keine anderen Beweise gegen dieselbe vorlägen.

8. Kurze historische Übersicht. Ich habe im April des Jahres 1901 zuerst von der Entdeckung dieser Schichten in meiner Arbeit: „Preliminary Note on the Existence of Glacial Beds of Cambrian Age“<sup>1)</sup>, berichtet und in einer späteren Mitteilung: „On the Geology of the Mount Lofty Range, part II“, in welcher ich ein ausführliches Literaturverzeichnis gab, diese Schichten eingehender beschrieben<sup>2)</sup>. Schließlich publizierte ich im Mai 1908 im Quarterly Journal of the Geological Society of London<sup>3)</sup> eine weitere Arbeit, der eine umfangreiche Serie von Photographien, namentlich von geschrammten Geschieben, welche den Unterschied von glazialen und tektonischen Schrammen klar zum Ausdruck bringen, beigelegt ist; und damit auch europäische Geologen sich ein Urteil bilden können, so sandte ich eine Sammlung von typischen Stücken, die jetzt im Museum der Geological Society aufbewahrt ist, nach England.

---

<sup>1)</sup> Trans. and Proceed. Roy. Soc. South Aust. XXV, 1901, S. 10.

<sup>2)</sup> Trans. and Proceed. Roy. Soc. South Aust. XXX, 1906, S. 228.

<sup>3)</sup> Quart. Journ. Geol. Soc. 44, 1908, S. 234—259, Taf. XIX—XXVI.



Im April 1905 hat Herr BASEDOW gemeinschaftlich mit J. D. LIFFE eine Arbeit der Royal Society of South Australia vorgelegt, die auch unter dem Titel: „On the formation known as Glacial Beds of Cambrian Age in South Australia“<sup>1)</sup>, zur Vorlesung gelangte, deren Veröffentlichung aber von der Royal Society abgelehnt wurde.

Im dritten Hefte des 61. Bandes dieser Zeitschrift schrieb Herr BASEDOW hierüber:

S. 358. „Leider gelangten einige Mitglieder der Versammlung zu der Annahme, daß unsere Anschauungen einen persönlichen Angriff gegen HOWCHIN bedeuteten und die Veröffentlichung unterblieb.“

S. 362. „Da unsere Ansichten von HOWCHIN in der Eigenschaft als Redakteur der Gesellschaft kritisiert worden sind, ohne daß sie in toto veröffentlicht wurden usw.“

Beide Behauptungen, welche nicht nur einen schweren Angriff auf die Ehre des Vorstandes und der Mitglieder der Royal Society of South Australia, sondern auch gegen mich persönlich in meiner Eigenschaft als Redakteur der Zeitschrift (nicht der Gesellschaft) enthalten, sind objektiv unwahr.

Die Veröffentlichung der Arbeit des Herrn BASEDOW unterblieb auf Grund eines Gutachtens, das sich der Vorstand der Royal Society of South Australia, um jeden Anschein von Parteilichkeit oder Voreingenommenheit zu vermeiden, von einer außerhalb Südaustraliens wohnenden Autorität erbat, in welchem die betreffende Arbeit als wissenschaftlich wertlos bezeichnet wurde.

9. Unabhängige Beobachtungen. Es ist überflüssig, über die Besuche zahlreicher erfahrener Geologen aus Australien und anderswoher, welche die von mir beschriebenen Aufschlüsse besucht haben, zu berichten. Die Ansicht zweier unserer erfahrensten Geologen möge genügen.

Prof. Dr. GREGORY, vormals in Melbourne und jetzt in Glasgow, besichtigte unter meiner Führung die Sturt valley-Aufschlüsse und sagte wörtlich: „I never saw a more characteristic glacial till.“ Gelegentlich des internationalen Geologenkongresses in Mexiko im Jahre 1906 sagte Prof. GREGORY in seinem Vortrag: „Climatic variations their extent and causes“, folgendes: „The Cambrian system contains an extensive series of glacial deposits discovered by M. HOWCHIN running North and South through South Australia, between the latitudes of

---

<sup>1)</sup> Trans. and Proceed. Roy. Soc. South Aust. XXIX, 1905, S. 334.



32° and 35° S and as these Cambrian till beds are interstratified with marine rocks they were probably formed about sea level.“<sup>1)</sup> (S. auch GREGORYS Presidential Address before section C British Association for the Advancement of Science, Leicester, 1908.)

Herr EDGEWORTH DAVID in Sydney, jedenfalls eine unserer ersten Autoritäten in Australien in bezug auf Glazialforschung, der die betreffenden Schichten ebenfalls aus eigener Anschauung kennt, hat sich vielfach als enthusiastischer Anhänger meiner Auffassung bekannt. In seiner Abhandlung „Glacial Climates“<sup>2)</sup> bespricht er ganz ausführlich unter Bezugnahme nicht nur auf seine eigenen, sondern auch meine Beobachtungen den glazialen Ursprung der betreffenden Schichten, deren cambrisches Alter außer aller Frage steht. Im folgenden Jahre gelegentlich der Versammlung der Australian Association for the Advancement of Science in Adelaide<sup>3)</sup> sagt DAVID wörtlich: „That he regarded the glacial origin of the beds in question as an absolute certainty; he had exhibited at the British Association at York last year, and also at the International Congress at Mexico last September, a large boulder obtained in situ from the Lower Cambrian Boulder beds at Petersburg [S. Aus.] and some smaller boulders. These specimens were seen by many scores of expert glacialists at the above meetings and not a single doubt was expressed as to the glacial origin of their groves and striae.“

Ich brauche wohl nicht besonders zu betonen, daß die beiden Herren, die ich soeben zitierte, erfahrene Geologen sind, die sich speziell mit Glazialgeologie beschäftigt haben und die betreffende Lokalität, auf die Herr BASEDOW seine Theorie basiert, aus eigener Anschauung kennen. In Australien hat man mit alleiniger Ausnahme des Herrn BASEDOW den glazialen Ursprung dieser Schichten niemals bezweifelt, und jeder, der dieselben aus eigener Anschauung kannte und genügend geologische Schulung besaß, Wesentliches von Unwesentlichem zu unterscheiden, hat sich mit voller Überzeugung meiner Theorie angeschlossen.

10. Schlußbemerkung. Zum Schlusse möchte ich noch ganz besonders hervorheben, daß Herrn BASEDOWS persönliche Kenntnis der in Rede stehenden Schichten sich auf eine ein-

---

<sup>1)</sup> Cong. Geolog. Internat., Compte Rendu, X<sup>eme</sup> session, Mexiko 1906, S. 410.

<sup>2)</sup> Cong. Geolog. Internat., Compte Rendu, X<sup>eme</sup> session, Mexiko 1906, S. 437, 440, 411 ff.

<sup>3)</sup> Report of the eleventh meeting of the Austral. Assoc. Advanc. Science, Adelaide 1907, S. 263—264.

zige Lokalität nahe der südlichen Grenze beschränkt. Von hier ausgehend, hat er eine kleine Faltung von nicht mehr als ein paar Metern Breite derartig vergrößert und generalisiert, daß es erscheinen möchte, als ob diese Lokalerscheinung tatsächlich über ein Areal von rund 12 000 engl. Quadratmeilen verbreitet sei. Angenommen, man akzeptiere seine Theorie für diesen Teil und versuche dann, dieselbe auf die nördlicheren Regionen anzuwenden, so wird man erst gewahr, wie hoffnungslos falsch dieselbe ist. Nicht genug kann ich betonen, daß hier die Lagerung eine durchaus regelmäßige ist, und die einzige Störung, die zu erkennen ist, sind weite Antiklinalen und Synklinalen, an deren Gehängen der Till mit seinen zahlreichen Geschieben in schönen Aufschlüssen zu sehen ist. Es ist kaum möglich, eine Theorie auf schwächerer Basis aufzubauen, als Herr BASEDOW getan hat, wenn er eine einfache Falte, die ganz augenscheinlich auf lokaler Störung beruht, zur Grundlage machte. Herr BASEDOW steht mit seiner Auffassung allein da. Schließlich möchte ich noch betonen, daß es durchaus nicht mit den Tatsachen übereinstimmt, wenn Herr BASEDOW schreibt: „Leider gelangten einige Mitglieder der Versammlung zu der Annahme, daß unsere Anschauungen einen persönlichen Angriff gegen HOWCHIN bedeuteten, und die Veröffentlichung unterblieb.“ Die Veröffentlichung unterblieb, weil die Ansichten und Theorien des Herrn BASEDOW abfällig beurteilt wurden.

---

## 17. Über die Ausbrüche des Soputan in der Minahassa.

Von Herrn ARTH. WICHMANN.

Utrecht, den 6. Januar 1911.

In dem mir vor einigen Tagen zugegangenen Monatsbericht 12 dieser Zeitschrift findet sich eine Mitteilung von Herrn JOH. AHLBURG<sup>1)</sup>, in der er sich gegenüber seiner früheren<sup>2)</sup> nicht allein in Widersprüche verwickelt, sondern auch noch

---

<sup>1)</sup> Der Vulkan Soputan in der Minahassa (Nordcelebes). Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber., S. 665—668.

<sup>2)</sup> Über den geologischen Aufbau von Nordcelebes. Ebenda, S. 191—202.

neue — soweit sie in diesem Augenblicke kontrollierbar sind — ganz unrichtige Angaben hinzufügt. Diese sind es denn auch, welche mich zwingen, noch einmal in dieser Angelegenheit das Wort zu ergreifen. Zunächst möchte ich mir die Bemerkung erlauben, daß es Herrn AHLBURG unbenommen bleibt, Kritik an den Angaben meiner Gewährsmänner zu üben; kein Recht hat er aber, sich über sie — ohne Angabe von Gründen — in wegwerfender Weise zu äußern, um so weniger, als er selbst in sehr wesentlichen Punkten sich auf Angaben von Eingeborenen stützt. Der von Herrn AHLBURG nicht anerkannte Anonymus hatte seinen Aufsatz in einer naturwissenschaftlichen Zeitschrift veröffentlicht, deren Schriftleiter ein P. BLEEKER war, also jemand, Manns genug, um sich den ersten besten Schwätzer vom Leibe zu halten. Was die Zuverlässigkeit des eingeborenen Schulmeisters betrifft, so werden wir weiter unten auf die Brauchbarkeit seiner Beobachtungen zurückkommen. Zum zweiten muß es gerügt werden, daß zwischen dem, was Herr AHLBURG gesagt hat, und dem, was er nunmehr wünscht gesagt zu haben, keine Übereinstimmung besteht. In seiner ersten Mitteilung (S. 193) sagt er wörtlich: „Im Jahre 1828 flog der ganze Gipfel des damals spitzen Vulkanberges in die Luft, und unter der Einwirkung der Explosion bildete sich ein gewaltiges, tiefes Kraterloch.“ Ich hatte mir gestattet, dazu die Bemerkung zu machen, daß „der tiefe Krater“ längst vorhanden war, wie aus den Aufzeichnungen von C. G. C. REINWARDT, der den Soputan als erster im Jahre 1821 bestieg, mit unumstößlicher Sicherheit hervorgeht<sup>1)</sup>. Nunmehr ändert Herr AHLBURG (S. 665) seine frühere Angabe dahin ab, „daß nämlich bei dem großen Ausbruche die Form des bis dahin spitzen Vulkans sich erheblich verändert habe“, und zwar unter Berufung auf die Angaben von Eingeborenen aus Langowan. Ja, er scheut sich sogar nicht, zu behaupten (S. 666), „daß bereits bei der ersten Besteigung des Vulkans durch REINWARDT ein tiefer Krater bestanden hat, wird durch meine Äußerungen in keiner Weise berührt oder gar in Abrede gestellt“. Kann man sich einen größeren Widerspruch denken? Damit aber noch nicht genug, ist auch die jetzige modifizierte Angabe unrichtig, denn der Kegel des Soputan besaß vor dem erwähnten Ausbruch gar keine Spitze mehr — vorausgesetzt, daß er jemals eine solche besessen hat —, wie wiederum aus den Angaben von REINWARDT klar hervorgeht, welcher bemerkt, daß der Krater etwa die Größe des Mahawu, also einen

---

<sup>1)</sup> Über den Vulkan Soputan in der Minahassa. Ebenda, S. 589—595.

Durchmesser von etwa 600 m, besitzt<sup>1)</sup>, woraus sich ergibt, daß er damals keinesfalls spitzer als jetzt gewesen sein kann; gibt ihm doch der jüngste Beobachter — Herr AHLBURG — nur einen Durchmesser „von nahezu  $\frac{1}{2}$  km“ (S. 666). Es liefern diese Angaben einen weiteren Beweis dafür, daß sich die Abmessungen des Kraters sehr wenig verändert haben.

Hinsichtlich der Zeit des Ausbruchs muß ich aber ernstlich Einspruch gegen die von Herrn AHLBURG den begleitenden Einwohnern von Langowan in den Mund gelegten Worte erheben: „Wenn diese Angaben auch bezüglich des Zeitpunktes schwankten . . .“ (S. 665). Diese Eingeborenen, deren Großväter, oder vielmehr Urgroßväter, Zeugen des Ausbruches gewesen sein mögen, kennen unsere Zeitrechnung gar nicht; sie kennen nicht einmal ihr eigenes Lebensalter. Für sie besteht nur die Vergangenheit als solche (*tempo dulo*), und nur dann, wenn ein derartiges Ereignis im Zusammenhang mit einer bekannten Begebenheit stattgefunden hat, ist man imstande, den Zeitpunkt zu ermitteln. So konnte beispielsweise REINWARDT 1821 nach der Angabe der ihn begleitenden Häuptlinge, daß ein Ausbruch zur Zeit, als HEMBKAMP Resident gewesen war, stattgefunden habe, berechnen, daß dies 1785 oder 1786 gewesen sein mußte; für die übrigen Eruptionen fehlte aber ein derartiger Anhaltspunkt.

Was die übrigen von Herrn AHLBURG nunmehr (S. 666) angeführten Abmessungen des Kraters betrifft, so ist es in der Tat „beachtenswert“, daß sie von den von F. RINNE mitgeteilten Zahlen abweichen, um so mehr, als zwischen dem Besuch der beiden nur ein Zeitraum von 10 Jahren (1899—1909) liegt, und währenddessen an dem eigentlichen Krater doch nichts Besonderes passiert ist. Es wird also eine Aufgabe der kommenden Besucher sein, diesem Punkte eine besondere Beachtung zu schenken. Durchaus unverständlich erscheint mir aber die Bemerkung: „Denn die heutige Form des Kraters verrät mit aller Deutlichkeit das jugendliche Alter desselben.“ Abgesehen davon, daß er gar nicht jugendlich ist, verstehe ich nicht, wie das Alter aus seiner Form herausgelesen werden soll.

Wir kommen nunmehr zu den von Herrn AHLBURG besprochenen Lavamassen. In seiner ersten Mitteilung (S. 193) hatte er gesagt: „Noch vor einigen Jahren ereignete sich ein neuer Ausbruch; bei diesem ganz unvermuteten Ausbruch trat in der Senke zwischen Soputan und Kelelondei eine ge-

---

<sup>1)</sup> Reis naar het oostelijk gedeelte van den Indischen Archipel in het jaar 1821. Amsterdam 1858, S. 571.

waltige Lavamasse aus, die noch heute im Innern glühend ist und in Bewegung zu sein scheint.“ Daraufhin habe ich sämtliche Beobachtungen der letzten Jahre zusammengestellt und gezeigt, daß es sich lediglich um Schlamm- und Aschenausbrüche, um das Auswerfen von Sand und Steinen handelte, daß aber von einem Lavaausbruch, dazu noch von einem gewaltigen, nicht die Rede sein könne (S. 593—594). Nunmehr erklärt Herr AHLBURG, daß seine Mitteilung sich auf einen Lavaausbruch bezog, der ein Jahr vor seinem Besuch, und zwar nach Angabe des Hukum tuwa von Langowan am 18. Juni 1908, erfolgt sei. Er knüpft daran die Bemerkung (S. 668): „Vielleicht sind diese Angaben dazu angetan, Herrn WICHMANN besser darüber zu belehren, was es mit dieser gewaltigen Lavamasse auf sich hat, als seine allerdings nur bis zum Jahre 1907 reichenden Literaturbelege.“ Wiederum zitiert Herr AHLBURG nicht richtig, denn ich habe gesagt (S. 595): „Seitdem [1907] scheinen sich diese Erscheinungen nicht wiederholt zu haben.“ Ein derartiger Ausdruck konnte nur angewendet werden, wenn mir wirklich weitere Angaben zur Verfügung standen. Es waren dies die amtliche Zusammenstellung für 1908<sup>1)</sup> und für die spätere Zeit Zeitungsberichte, die ja keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben<sup>2)</sup>. Es möge daher nochmals betont werden, daß seit 1907 keinerlei Berichte über vulkanische Erscheinungen in der Minahassa, also auch nicht über den von Herrn AHLBURG vom 14. Juni 1908 angeführten Ausbruch, eingelaufen sind. Es schließt dies nicht aus, daß er wirklich erfolgt ist; er bedarf aber noch der Bestätigung, und hoffentlich führen an Ort und Stelle angestellte weitere Nachforschungen zu einer Klarstellung des Sachverhaltes.

Der Anonymus sowie der eingeborene Schulmeister konnten Herrn AHLBURG als Gewährsmänner nicht befriedigen; er zog außerdem aber auch die Zuverlässigkeit eines weiteren — M. KOPERBERG — in Zweifel (S. 667), allerdings abermals unter Vermeidung von Gründen. Es ist mir unter diesen Umständen doppelt erfreulich, berichten zu können, daß Herr KOPERBERG vor gerade einem Monat die Güte hatte, mir eine photographische Aufnahme der von ihm beschriebenen Schlammquelle nebst den schlammbespritzten Abhängen zu zeigen

---

<sup>1)</sup> Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den Oost-Indischen Archipel waargenomen gedurende het jaar 1908. Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind. 69, 1910, S. 107—112.

<sup>2)</sup> Nachschrift während des Drucks. Auch der inzwischen erschienene amtliche Bericht über 1909 weiß nichts über spätere Ausbrüche zu berichten (Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind. 70, 1911, S. 35—95).



(s. oben S. 594). Ferner zeigte er mir eine nach den in- zwischen vorgenommenen Vermessungen der beiden Ausbruchs- gebiete angefertigte Karte. Endlich aber teilte er mit, daß Herr Dr. S. SCHOCH in Sonder die Ausbruchsstelle aus den Jahren 1906/07 besucht und an ihr lediglich lockere Auswurfs- massen, „von Lava keine Spur“ gefunden hat, so daß der ein- geborene Schulmeister glänzend gerechtfertigt dasteht. Damit erfährt die alte Wahrnehmung, daß der Soputan in historischer Zeit keine Lavaströme geliefert hat, nur eine Bestätigung. Hoffentlich erfolgt recht bald die Veröffentlichung der Ab- handlung des Herrn KOPERBERG, die jedenfalls viel zur weiteren Klarstellung der ganzen Streitfrage beitragen wird.

Zum Schluß möchte ich noch auf den folgenden Satz des Herrn AHLBURG (S. 667) die Aufmerksamkeit lenken: „Bemerkenswert ist, daß der neue Kegel unterhalb der Haupt- fumarole des Soputankraterandes (Ostseite) gelegen ist, daß in derselben Richtung der tätige Masemkrater und die Schlamm- pfuhle bei Langowan, endlich die heißen Quellen bei Passo und ganz im Osten der neugebildete Parasit Batu angus baru (Straße von Lembeh) liegen.“ Wenn Herr AHLBURG einen Zusammenhang gleichzeitiger Erscheinungen am Soputan und am Masem vermutet, so ist das begreiflich; weniger dagegen, wenn die seit Menschengedenken tätigen Quellen von Langowan und Passo herangezogen werden, denn es gibt in der Minahassa nicht weniger als etwa anderthalb hundert meistens warmer Quellen, über deren Beziehungen zueinander sowie zu den Vulkanen sich in diesem Augenblicke aber nichts sagen läßt, da hierzu die kartographischen Unterlagen fehlen. Ganz un- erfindlich ist aber, was der im äußersten Nordosten liegende Batu angus baru damit zu tun haben soll. Augenscheinlich hat Herr AHLBURG sich durch den Namen verleiten lassen (baru = neu), ihn als „neugebildet“ anzusehen. Er war es einmal, aber in diesem Jahre begeht dieser kleine Vulkan bereits die Feier seines 90. Geburtstages<sup>1)</sup>. Als Zeugen dafür, daß er in den zwanziger Jahren des vorigen Jahrhunderts bereits bestand, rufe ich J. DUMONT D'URVILLE auf, der den Kegel bemerkte, als er am 25. Juli 1828 die Lembeh-Straße durchsegelte. „A mi-distance environ du sommet du volcan [Batu angus] au rivage, dans la direction de l'est, est un petit monticule conique [Batu angus baru], tout noir, entièrement nu, et qui paraît être un cratère récemment éteint.“<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> De warme bronnen van Passo. Natuur- en Geneesk. Archief III, Batavia 1846, S. 604.

<sup>2)</sup> Voyage de la corvette l'Astrolabe pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829. Histoire du Voyage V, Paris 1833, S. 429.



## 18. Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge?

Von Herrn W. KRANZ.

Swinemünde, den 5. Februar 1911.

### III.

Durch weitere Literaturstudien sowie auf der Rheintal-exkursion der Geologischen Vereinigung vom 6.—10. September 1910 hatte ich Gelegenheit, die Frage zu verfolgen, ob beim Rheinischen Schiefergebirge Hebung zur Erklärung seiner Entstehungsgeschichte angenommen werden muß<sup>1)</sup>. Besonders der liebenswürdigen Führung des Exkursionsleiters, Herrn Dr. C. MORDZIOL, und seinen vielen Mitteilungen vor und nach der Reise verdanke ich einen großen Teil des im folgenden niedergelegten Tatsachenmaterials, wofür an dieser Stelle nochmals mein verbindlichster Dank ausgesprochen sei.

Hinsichtlich der geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges folge ich im allgemeinen der Literaturzusammenstellung von MORDZIOL<sup>2)</sup>. Es liegt mir fern, hiermit in den schwebenden Streitfragen Partei ergreifen zu wollen, denn dazu fehlen mir in den meisten Fällen die erforderlichen speziellen paläontologischen und stratigraphischen Studien; im allgemeinen bleiben diese Streitfragen auch ohne ausschlaggebenden Einfluß auf die Frage, ob beim Rheinischen Schiefergebirge Hebung vorliegt. Nach eigener Kenntnis der Verhältnisse weiche ich nur insofern absichtlich und wesentlich von der bisher geltenden Ansicht ab, als m. E. zum mindesten ein Teil der Eruptionen und vor allem die „hangenden Tertiärschichten“ im Siebengebirge<sup>3)</sup> höchstwahrscheinlich jünger als untermiocän sind, während sie nach FLIEGEL, der sich am eingehendsten mit

<sup>1)</sup> Vgl. meinen ersten Aufsatz hierüber in diesen Monatsberichten 1910, S. 470—477. — C. MORDZIOL: Rheintalexkursion. Geol. Rundschau 1910, S. 176, 295 f.

<sup>2)</sup> C. MORDZIOL: Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rundschau 1910, S. 313—327.

<sup>3)</sup> LASPEYRES: Siebengebirge. Verhandl. Nat. Ver. Rheinl. usw. 57, 1900—1901, S. 121—556. — MORDZIOL: Tertiärübersicht, a. a. O., S. 321. — W. KRANZ: Zur Tektonik des Siebengebirges. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 153—163.

der miocänen Braunkohlenformation beschäftigt hat, noch in das Untermiocän gestellt bzw. als Basis des Miocäns angesehen werden<sup>1)</sup>. Denn in den quarzigen liegenden Schichten des Siebengebirges fand sich das leitende lichtgraue Kieselgestein der Vallendarer Stufe<sup>2)</sup>, abgesehen von der in die Augen fallenden Ähnlichkeit beider Bildungen, wovon man sich z. B. durch einen Besuch der Quarz- und Tongruben im Siebengebirge und bei Vallendar überzeugen kann. Nun ist die Vallendarer Stufe entweder nach MORDZIOL untermiocän<sup>3)</sup> oder nach FLIEGEL oligocän<sup>4)</sup>. Darüber folgt aber die ganze, offenbar durch lange Pausen getrennte Zeit der Eruptionen, welche zuerst trachytisches, dann andesitisches, zuletzt basaltisches Material förderten, und erst mit den basaltischen Ausbrüchen beginnen die „hangenden Schichten“<sup>5)</sup>. Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges sind nachweisbar älter als die hangenden Schichten; die Tone von Rott gehen hin und wieder in umgelagerten Trachyttuff über, in der Kohle und im Polierschiefer von Ließem finden sich kleinere Stücke von Trachyt, sowie eine schmale Lage von Trachyttuff in den übrigen Schichten des Braunkohlengebirges; auch bei Dambroich und Stieldorferhohn kommt trachytisches bzw. basaltisches Material im Braunkohlengebirge vor<sup>6)</sup>. Man darf daher

<sup>1)</sup> G. FLIEGEL: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin, N. F. **61**, 1910.

<sup>2)</sup> MORDZIOL: Beitrag zur Gliederung und Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr. 1908, Monatsber. 275—281. — Den Ausdruck „lichtgraues Leitgestein“ möchte Herr Dr. MORDZIOL laut brieflicher Mitteilung nicht angewandt wissen; sondern dem Ausdruck „lichtgraues Kieselgestein“ den Vorzug geben, da wir näheres darüber absolut noch nicht wissen.

<sup>3)</sup> MORDZIOL: Beitrag zur Gliederung usw. Diese Zeitschr. 1908, Monatsber. S. 280. — Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe. Verhandl. Nat. Ver. Rheinl. u. Westf. **66**, 1909, S. 165—189. Rundschau 1910, S. 316.

<sup>4)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. **67**, 1910, S. 98—103.

<sup>5)</sup> Die Angabe bei WUNSTORF und FLIEGEL (a. a. O. S. 99): „Die ältesten vulkanischen Ausbrüche des Siebengebirges, auf die die ausgedehnten Trachyttuffablagerungen an der Grenze zwischen liegenden und hangenden Schichten zurückzuführen sind, fallen dann an die Grenze von Oligocän und Miocän“, fußt auf einem Irrtum. Vielmehr folgen auf die mächtigen Trachyttuff- und Trachytlavaeruptionen die andesitischen Ergüsse und auf diese die basaltischen Eruptionen. Erst letztere treten in Wechsellagerung mit den „hangenden Schichten“. (Vgl. LASPEYRES: Siebengebirge.)

<sup>6)</sup> LASPEYRES: a. a. O., S. 249—253.

Geologisches Alter		Rheinisches Schiefergebirge	Niederrheinische Bucht	Mainzer Becken
Diluvium. <sup>1)</sup>	Jung-Diluvium. (Würm?)	Niederterrasse. — Eruption des Laacher Sees.	Niederterrasse.	Niederterrasse.
	Mittel-Diluvium. (Riß?)	Jüngerer Löß. — Eruption des Rodderberges. Tiefste Mittelterrasse. Alterer Löß. Hochterrasse. — Äquivalent der 120 m - Terrasse.	Tiefste Mittelterrasse. } Höhere Mittelterrassen. } Stärkere Senkungen.	Mittelterrasse. Stärkere Senkungen. Mosbacher Terrasse = Hoch- terrasse am Oberrhein.
	Alt-Diluvium. (Günz- Mindel?)	Loreley-Terrasse = Ehrenbreit- steiner Stufe. Patersberger Terrasse.	Hauptterrasse. (Älteste Diluvialschotter).	— Sande von Finthen.
	jüngeres.	—	In den Niederlanden: (Obere) Kieseloolithstufe. Im Süden: nicht nachgewiesen.	Tone und Sande der Rhein- Mainebene.
Pliocän. <sup>2)</sup>	älteres.	Stufe der Kieseloolithschotter.	Kieseloolithstufe, in den Nieder- landen auch marines Pliocän.	Kieseloolithführende Dino- theriensande.
	oberes.	Hangende Schichten des Sieben- gebirges (und Basalte).	—	—
	mittleres.	Basalte } des Siebengebirges; Andesite } Dachbasalte des Trachyte } Westerwaldes; Eifelvulkane.	Im N marines Mittelmiocän. Im S „hangende Quarzsande“ mit Feuersteingeröllern.	?
	unteres.	Vallendarer Stufe = Liegende Schichten des Siebengebirges.	Hauptbraunkohlenhorizont.	Hydrobientkalkstufe. Cerithienkalkstufe. Cyrenenmergel.
Oberoligocän.			Glaukonitische Meeressande.	

<sup>1)</sup> Vgl. auch MORDZIOI: Nachweis von älterem Löß bei Wiesbaden. Jahrb. Nass. Ver. Nat. Wiesb. 63, 1910, S. 257—262.  
— LEPPA: Diluvium der Mosel. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1910(11), S. 356 ff.  
<sup>2)</sup> Vgl. auch TESCH: Niederländ. Boden und Ablag. des Rheines und der Maas aus der jüngeren Tertiär- und der älteren Diluvialzeit. Mitt. staatl. Bohrverwalt. Niederland 1908, Nr. 1.

annehmen, daß die trachytischen Eruptionen ungefähr gleichaltrig oder wenig älter sind als der Hauptbraunkohlenhorizont, die andesitischen und die lange andauernden basaltischen dagegen sowie die „hängenden Schichten“ des Siebengebirges teilweise erheblich jünger. Daß sich dieses alles im Unter-miocän gebildet haben soll, halte ich für nicht gut möglich; es ist meiner Überzeugung nach größtenteils mittel-, wenn nicht obermiocänen Alters<sup>1)</sup>.

Die von MORDZIOL zusammengestellten Tabellen möchte ich daher in folgender Weise abgeändert wissen (S. 235).

Nach der bisherigen Schulmeinung sollen nun während dieses Zeitabschnittes nicht nur relative, sondern auch absolute Hebungen großen Maßstabes im Rheinischen Schiefergebirge vorgekommen sein<sup>2)</sup>. Man unterscheidet gewöhnlich:

1. Eine (unter- bis ober)miocäne Hebungsperiode, gegen Ende der Vallendarer Stufe einsetzend, verbunden mit Eruptionen im Siebengebirge, Westerwald und der Eifel. Die Hebungen sollen ungleichmäßig erfolgt sein; Teile der untermiocänen Talregionen wären in relativ tieferer Lage zurückgeblieben, besonders in den Beckenlandschaften; die Niederrheinische Bucht sank allmählich unter Meeresniveau.

2. Eine oberpliocäne Hebungsperiode, abermals ungleichmäßig. Einzelne Teile der Hochbödenregion sollen wieder gegen ihre Umgebung zurückgeblieben sein; der altpliocäne Talboden und die Hochböden wurden zerstückelt, die schon bestehenden Höhenunterschiede der Vallendarer Sedimente vergrößert.

3. Eine diluviale Hebungsperiode, verbunden mit den jungdiluvialen Eruptionen in der Eifel und im Laacher See. Diesmal soll das Schiefergebirge nur wenig zerstückelt, sondern mehr als ein Ganzes ziemlich gleichmäßig gehoben worden sein. Auch das Oberrheingebiet wäre zunächst gehoben worden, um dann hinter der angeblichen Hebung des Schiefergebirges zurückzubleiben. Im Mitteldiluvium hätten dann Senkungen im Mainzer Becken gleichzeitig mit weiteren Hebungen des Schiefergebirges die Höhenunterschiede verstärkt; auch das

---

<sup>1)</sup> Die Pflanzenreste im Tertiär des Siebengebirges haben bisher eine scharfe Gliederung nicht gestattet. Vgl. LASPEYRES: a. a. O., S. 171, 251, 382. (Nach C. O. WEBER.) — Neuerdings hält A. QUAAS die niederrheinische Braunkohlenformation gleichfalls nicht für einheitlich untermiocän, sondern nimmt an, daß wenigstens für den südlichen Teil der niederrheinischen Bucht der Absatz dieser Schichtenfolgen durch das ganze Miocän erfolgt ist. Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 578.

<sup>2)</sup> Literaturangabe vgl. den ersten Aufsatz über dies Thema, diese Monatsber. 1910, S. 470, Anm. 1. — Ferner MORDZIOL: Exkursionsbericht. Geol. Rundschau 1910, S. 296.

rheinhessische Plateau soll etwas emporgestiegen sein, während östlich davon absolute Senkungen stattfanden, welchen der mittel- und jungdiluviale Rhein folgte. Der Mittelrhein aber fraß sich durch das angeblich fortgesetzt emporsteigende Schiefergebirge tiefe Engtäler. Da die Ablagerungen des altdiluvialen Mittelrheins bei seinem Eintritt in das Gebirge rund 210 m über dem heutigen Rheinwasserspiegel liegen, so müßte man nach dieser Theorie annehmen, daß dort diluviale Hebung von nahezu 200 m Ausmaß stattfand. Beim Austritt des Mittelrheins aus dem Schiefergebirge beträgt derselbe Höhenunterschied rund 100 m; der ganze Horst müßte also als verhältnismäßig ungestörte Platte schief aufgerichtet worden sein.

Wenn das alles richtig wäre, dann sollte man folgerichtig erwarten:

1. Ein auf Beobachtung beruhendes Tatsachenmaterial, das eine andere Deutung nicht zuläßt, als absolute Hebungen im Rheinischen Schiefergebirge während der genannten drei Perioden.

2. Anzeichen von starker Bodenunruhe während der drei „Hebungsphasen“ im Horst selbst, von verhältnismäßig größerer Bodenruhe in seinem nördlichen und südlichen Vorland, insbesondere während der letzten, stärksten Dislokationsperiode; stimmt doch auch die rezente Landhebung Schwedens mit dessen seismischen Erscheinungen überein<sup>1)</sup>, während sich die indifferenten deutschen Ostseeküsten großer Bodenruhe erfreuen.

3. Ein Beobachtungsmaterial, welches auf verhältnismäßig nur geringe Senkungen in der Niederrheinischen Bucht und im Mainzer Becken schließen läßt; jedenfalls müßten die Senkungen in diesen Gebieten durch Anzeichen von absoluter Heraushebung des Schiefergebirges selbst bei weitem übertroffen werden.

4. Wollte man schließlich insbesondere die starke diluviale Heraushebung des Horstes in der Hauptsache durch absolute Hebung deuten, dann bliebe noch zu erklären, warum sie trotz der vorhergegangenen Zerstückelung der Platte so gleichmäßig erfolgt ist; man sollte vielmehr annehmen, daß eine derartig starke tektonische Bewegung auch starke Verbiegungen und eine Aufwölbung des zentralen Teils der zerbrochenen Scholle, wie in Skandinavien und Labrador, im Gefolge haben müßte<sup>2)</sup>.

---

<sup>1)</sup> R. KJELLEN: Die schwedischen Erdbeben. Geogr. Zeitschr. 1910, S. 493 ff.

<sup>2)</sup> Vgl. die Kärtchen bei E. KAYSER: Allg. Geol. 1909, S. 767 f., aus denen die zentrale Aufwölbung ersichtlich ist.



In den folgenden Aufsätzen hoffe ich den Beweis zu erbringen, daß keine dieser Voraussetzungen für die Annahme von Hebung beim Rheinischen Schiefergebirge zutrifft, daß sich vielmehr das gesamte Beobachtungsmaterial dort ungezwungen durch Senkung des Landes und des Meeresspiegels erklären läßt.

#### IV.

#### Tertiäre Senkungen.

Swinemünde, den 11. Februar 1911.

Die untermiocänen oder oberoligocänen Ablagerungen der Vallendarer Stufe finden sich im Rheinischen Schiefergebirge als spärliche Überreste in sehr verschiedener absoluter Höhenlage. Die besterhaltenen, mächtigsten Vorkommen liegen am tiefsten, in ausgesprochenen Grabensenkungen oder an Treppenbrüchen, z. B. im Siebengebirge<sup>1)</sup> und bei Vallendar. Andere finden sich in 300 m höherer absoluter Lage, z. B. an der Montabaurer Höhe<sup>2)</sup>. Sie sind also durch sehr erhebliche tektonische Bewegungen innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges gestört worden.

Als wir bei der Rheintalexkursion der Geologischen Vereinigung September 1910 das Vorkommen auf der Kuppe etwa 500 m nordwestlich Bornich besuchten<sup>3)</sup>, kam zur Sprache, daß auch dieser etwa 298 m ü. M. liegende Aufschluß seine Erhaltung offenbar nur dem grabenartigen Einsinken einer Scholle verdankt. Es ist ferner nicht ausgeschlossen, daß selbst die höchsten dieser Vorkommen an Treppenbrüchen abgesunken sind<sup>4)</sup>. Jedenfalls müssen die heute tiefliegenden Ablagerungen der Vallendarer Stufe einst in höherer absoluter Lage entstanden sein; denn es wäre widersinnig, anzunehmen, daß nur sie in ihrer ursprünglichen Lage verblieben, ihre unvergleichlich viel massigere Umgebung aber gehoben wurde. Hiergegen würde schon die geologische Bedeutung des graben-

<sup>1)</sup> W. KRANZ: Zur Tektonik des Siebengebirges. Diese Monatsber. 1910, S. 153—163.

<sup>2)</sup> MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär und Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1908, XXIX, I, 2, S. 361 ff.

<sup>3)</sup> MORDZIOL: Sitzungsber. Niederrhein. Geol. Vereins 1907, S. 11.

<sup>4)</sup> Vgl. die schematische Skizze bei MORDZIOL: Diese Monatsber. 1908, S. 284, und Zeitschr. Ges. Erdkunde Berlin 1910, Nr. 2, 3, Abb. 24. — E. KAISER: Ausbildung des Rheintals usw. 1907, S. 207; Die Entstehung des Rheintals usw. 1908, S. 10.



artigen Vorkommens sprechen. Sonach haben wir alle Veranlassung, starke absolute Senkung bei manchen Ablagerungen der Vallendarer Stufe anzunehmen, während der Einzelnachweis von Hebung dieser Bildungen bisher nicht erbracht ist. Und mit Senkungen hier stimmt auch die jetzige viel höhere Lage der miocänen Sedimente Süddeutschlands überein.

Man kann sich des Gedankens nicht erwehren, daß zwischen Mainzer Becken und Niederrheinischer Bucht ein begonnener, aber aufgehaltener Grabenbruch vorhanden ist<sup>1)</sup>.

Erheblich besser sind die unterpliocänen Flußablagerungen der Kieseloolithschotter<sup>2)</sup> im Rheinischen Schiefergebirge erhalten. Unter kritischer Benutzung der verschiedenen Literaturangaben<sup>3)</sup> und vereinzelt nach eigenem

---

<sup>1)</sup> Vgl. Anmerkung 4 voriger Seite.

<sup>2)</sup> Nach STEUER: Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und ihre Fauna. Notizbl. Ver. Erdkunde Darmstadt f. 1909, S. 41—67, wäre die Fauna von Eppelsheim älter als pliocän. Da es sich für meine Untersuchungen nur um die Kieseloolithstufe handelt, erübrigt sich hier ein Eingehen auf die Altersfrage.

<sup>3)</sup> Neuere Literatur: WAHNSCHAFTE: Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiet im April 1907. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3, S. 462—506. — MORDZIOL: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, I, S. 122—130. Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Ber. Vers. Niederrhein. Geol. Ver. 1907, S. 7—21. — K. OESTREICH: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Petermanns Mitt. 1908, S. 73—78 u. Taf. 8; 1909, S. 57—62. — MORDZIOL: Beitrag zur Gliederung und Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Diese Monatsber. 1908, S. 272—275 u. S. 337—342. Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teils des Neuwieder Beckens. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, I, 2, S. 350—428. — A. STEUER: Über Tertiär und Diluvium usw. Ber. Niederrhein. Geol. Ver. 1909, S. 23—41. — E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, S. 57—91. — FLIEGEL: Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Ebenda S. 92—121. — E. KAISER: Die Entstehung des Rheintals. Verh. Ges. Deutsch. Naturf. und Ärzte, Vortrag Köln 1908. — G. FLIEGEL und J. STOLLER: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, 31, I, 2. — WUNSTORF und G. FLIEGEL: Geologie des Niederrheinischen Tieflands. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 67, 1910. — P. TESCH: Der niederländische Boden und die Ablagerungen des Rheins und der Maas aus der jüngeren Tertiär- und der älteren Diluvialzeit. Mitt. staatl. Bohrverwalt. in den Niederl. 1908, Nr. I. — Nach diesem neueren Material muß ich meine Zusammenstellung in diesen Monatsber. 1910,

Augenschein ergibt sich z. B. entlang dem Rhein vom Mainzer Becken bis in die Niederrheinische Bucht folgender Längsschnitt:

	Höhe der Kieseloolith- schotter über N.N. in m <sup>1)</sup>
Eppelsheim-Dintesheim-Esselborn . . . . .	220
Alzey . . . . .	225
Bermersheim . . . . .	225
Oberolmer Wald . . . . .	225
Hechtsheim . . . . .	140—150
Xaveristein, südwestlich Mainz . . . . .	120
Drais . . . . .	200
Lorenziberg, Vierzehn Nothelferkapelle, südöstl. Bingen <sup>2)</sup> . . . . .	255
Urbar <sup>3)</sup> . . . . .	315
Reitzenhain <sup>4)</sup> . . . . .	315
Prath . . . . .	310?
Gegend von Boppard . . . . .	325?
Rhens-Waldesch . . . . .	310
Geierkopf-Horchheim . . . . .	305
Wacheckerkopf-Pfaffendorf . . . . .	240
Wintersborner Berg-Arzheim . . . . .	230
Immendorf . . . . .	225
Denzerhaide . . . . .	360
Hil scheid . . . . .	320
Höhr-Grenzhausen . . . . .	280
Nauort . . . . .	310

S. 476 berichtigen und ergänzen. Auch die absoluten Höhen des jetzigen Rheinwasserspiegels sind dort ungenau; vgl. STÜRTZ: Das Rheindiluvium talwärts von Bingerbrück. Verh. nat. Ver. Rheinl. u. Westfalen 64, 1907, S. 90f. — FENTEN: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. Verh. nat. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westfalen 65, 1908, S. 164—199, Taf. V.

<sup>1)</sup> Soweit nur eine Zahl angegeben ist, bezeichnet sie die ungefähre Lage der obersten pliocänen Schotter.

<sup>2)</sup> Zwischen Lorenziberg und Rochusberg liegt möglicherweise eine junge tektonische Senke.

<sup>3)</sup> Auf der Rheintalexkursion der Geol. Vereinigung September 1910 wurde festgestellt, daß die obersten kieseloolithführenden Schotter bis 315 m über N.N. auf dem Höhenrücken nahe südlich Urbar nachweisbar sind. Gerundete Quarzgerölle liegen auch noch etwas höher gegen die Kuppe bei Punkt 319,2 hin (Meßtischblatt St. Goar-hausen); ob aber in situ oder durch den Ackerbau verschleppt, ließ sich nicht erkennen.

<sup>4)</sup> Auf der Rheintalexkursion wurde festgestellt, daß nur der Aufschluß an der Waldecke etwa  $\frac{1}{2}$  km südlich Reitzenhain bis rund 315 m über N.N. mit Sicherheit zur Kieseloolithstufe gehört, da er das Leitgestein führt. Das etwas höhere Vorkommen ca. 200 m nordöstlich Punkt 339,4 ist mit dem tieferen zwar durch Tone verbunden; Kieseloolithe haben sich aber nicht darin gefunden. Auch sein ganzer Habitus ist anders. — Die früheren Höhenangaben über Kieseloolithschotter bei St. Goar (330 m) lassen sich daher nicht aufrecht erhalten. — Möglicherweise ist die nähere Umgebung von Bornich ein denudierter pliocäner Talboden.

	Höhe der Kieseloolith- schotter über N.N. in m
Stromberg . . . . .	310
Heimbacher Forst, nördl. Burghof . . . . .	325
Ackerhof-Kell . . . . .	265
Oberlützingen . . . . .	255
Waldorf . . . . .	230
Scheidsberg . . . . .	240
Linz . . . . .	210?
südlich Zulpich . . . . .	240
Bonn . . . . .	ca. 155
Müddersheim . . . . . mindestens + 49 bis + 127	
Poll . . . . . „ + 18 - + 114	
Brühl . . . . .	145
Dürboslar <sup>1)</sup> . . . . . + 54 bis - 315!	
Vlodrop <sup>2)</sup> . . . . . - 161 - - 532!	
Maasniel <sup>2)</sup> . . . . . - 113 - - 396!	
Leemhorst (Tegelen) <sup>2)</sup> . . . . . + 19 - - 40	
Helenaveen <sup>2)</sup> . . . . . + 17 - - 26	

Ein entsprechendes Bild läßt sich entlang der unteren Mosel verfolgen, für welche genauere Angaben vorliegen<sup>3)</sup>:

	Höhe der obersten Kiesel- oolithschotter über N.N. in m
Oberscheidweiler-Hasborn . . . . .	390
Ediger Wald . . . . .	370
Grabhügel, östlich Bruttig . . . . .	355
Rodenberg . . . . .	335
Neuhof . . . . .	295
Beierberg . . . . .	316
Wierschem . . . . .	285
Morshausen . . . . .	300
Kröplingerhof . . . . .	316
Südlich Kühr . . . . .	310
Südlich Lonnig . . . . .	271
Nördlich Lonnig . . . . .	305
Minkelfeld . . . . .	310
Südlich Tönnchenkopf . . . . .	288
Rosenberg . . . . .	275
Eisenhand . . . . .	310

<sup>1)</sup> FLIEGEL: Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, 31, S. 230. — Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N.F. 67, 1910, S. 91, 108. — Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. FLIEGEL ist die Bohrung ca. 110 m über N.N. angesetzt.

<sup>2)</sup> Nach TESCH: Höhe auf N.N. umgerechnet und abgerundet. Ob ein Teil dieses Pliocäns jünger ist als die Kieseloolithschichten des Mittelrheins, ist noch unsicher. Auf den Nachweis starker absoluter Senkungen dieser Flußablagerungen bis tief unter den rezenten Meerespiegel hat dies keinen Einfluß.

<sup>3)</sup> O. BORGSTÄTTE: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des untern Moseltales. Dissert. Gießen 1910, Tabelle S. 17.

Man erkennt also, daß innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges die tektonischen Bewegungen nach Ablagerung der Kieseloolithschotterstufe erheblich geringer sind als diejenigen der (unter- bis ober-)miocänen Störungsperiode. Die unterpliocänen Sedimente zeigen die stärksten bisher beobachteten Höhenunterschiede bei Koblenz im Querschnitt

Denzerhaide	—	Immendorf	—	Eisenhand
360		225		310 m über N. N.

Tektonische Verschiebungen bis höchstens 135 m<sup>1)</sup> sind also innerhalb des Schiefergebirges seit dem Unterpliocän vorgekommen, während die miocänen Grabeneinbrüche bis etwa 300 m betragen. Es läßt sich ferner nicht verkennen, daß die tiefsten Kieseloolithschotter im Schiefergebirge — Wacheckerkopf, Wintersbornerberg, Immendorf — dem heutigen Rheinflaß erheblich näher liegen als die höchsten Schotter — Denzerhaide, Hillscheid —, was eher auf graben- oder muldenartiges Einsinken als auf Hebung der Ränder schließen läßt. Im übrigen erkennt man aber noch heute innerhalb des Schiefergebirges einen allgemeinen Fall der unterpliocänen Sedimente gegen Norden. Auch morphologisch ist das pliocäne Urrhein- und Urmoseltal vielfach noch deutlich. Wir werden ferner sehen, daß die tektonischen Verschiebungen der Kieseloolithstufe innerhalb des Schiefergebirges fast nur in der zweiten, jungpliocänen „Hebungsperiode“ stattgefunden haben, während man doch bei Hebungen erwarten sollte, daß sie hauptsächlich während der diluvialen Durchbruchzeit erfolgt seien.

In der südlichen Erosionsbasis des Mittelrheingebiets finden wir die gleichen Sedimente gleichfalls gegen das heutige Rheintal hin abgesunken, zwischen Oberolmer Wald und Mainz um 105 m. Aber selbst die höchsten Dinotheriensande und Kieseloolithschotter des Mainzer Beckens liegen unter Berücksichtigung der Entfernung von den nächstbenachbarten Äquivalenten im Schiefergebirge noch durchschnittlich 70—100 m tiefer als diese. Daß es sich dabei im Mainzer Becken um Senkung und nicht um Hebung handelt, geht aus der ganzen Natur dieses Teilstückes der großen Oberrheingrabenversenkung hervor<sup>2)</sup>.

Mit zwingender Notwendigkeit erkennt man aber absolute Senkung als Ursache der tektonischen Verschiebungen im

---

<sup>1)</sup> Bei Berücksichtigung der Entfernung der Vorkommen von der Stromachse werden die tektonischen Verschiebungen noch geringer.

<sup>2)</sup> Weitere Ausführungen hierüber später (Abschnitt V dieser Arbeit).

Niederrheingebiet. Denn hier lagern heute die typischen Flußschotter der Kieseloolithstufe bis 532 m unter dem Meeresspiegel! Das ist nur bei gewaltiger absoluter Senkung möglich, was auch alle Autoren angenommen haben. Die Herausbildung zweier solcher langsam absinkenden Mulden, die eine nördlich, die andere südlich vom Schiefergebirge, genügt vollkommen zur Erklärung des Rheindurchbruchs; denn wir werden sehen, daß im Gegensatz zu verhältnismäßig großer diluvialer Bodenruhe im Rheinischen Schiefergebirge selbst starke absolute Senkungen im Mainzer Becken und ganz besonders im Niederrheingebiet durch das ganze Diluvium fort dauerten.

Der geologische Bau des Gebiets erfordert indessen eine Voraussetzung: Der Meeresspiegel muß noch im Unterpliocän erheblich höher gestanden haben als heute. Denn die breiten Urstromtäler der Kieseloolithstufe können nur in einem sehr reifen oder gar greisenhaften und wenig über dem Meeresspiegel liegenden Landstrich existiert haben, während andererseits das Mündungsgebiet dieser Ströme damals bereits westlich Venlo begann; marines Pliocän lagert:

westlich Baarlo . . . . .	+ 19 bis — 65 m N. N.
bei Helden . . . . .	+ 11 - — 56 - -
östlich Meyel . . . . .	+ 24 - — 60 - -
bei Helenaveen <sup>1)</sup> . . . . .	+ 13 - — 118 - -

Dort tritt nach TESCH feiner, toniger Quarzsand auf, „wohl mariner Entstehung“, fossilfrei, meist unmittelbar unter Diluvium, in einer Bohrung unter 9 m mächtigen Sedimenten der Kieseloolithstufe; der pliocäne Meeresboden ist in Holland unter Grave, Arnheim, Gorkum, Bergen op Zoom, Goes, Walsoorden, Utrecht und Amsterdam nachgewiesen<sup>2)</sup>, und es hat sich ergeben, daß dieser Meeresgrund nach Norden und Westen immer tiefer sank, und daß einzelne Stufen in dieser Richtung immer mächtiger werden. Der Absatz der Fluß-

<sup>1)</sup> Nach TESCH: a. a. O.; Höhezahlen auf N. N. umgerechnet.

<sup>2)</sup> Nach TESCH: a. a. O.; der Literaturvermerk dort auf Seite 11 enthält augenscheinlich einen Druckfehler. Die zitierten Unterlagen von LORIÉ dürften aus den Jahren 1885, 1889 und 1894 stammen. Es scheint danach ungewiß, ob es sich tatsächlich um jüngeres Pliocän handelt. Nach MORDZIOL haben wir noch keine positiven Beobachtungen, ob damals der Rhein ebenso wie im Unterpliocän das Schiefergebirge durchfloß; dies wäre aber denkbar, da sowohl im Mainzer Becken wie in der niederrheinischen Bucht oberpliocäne Sedimente vorhanden sind; ihr Fehlen in dem Horst des Schiefergebirges kann eine Folge der Abtragung sein. Vgl. MORDZIOL: Geol. Rundschau 1910, Bespr., S. 319.



sedimente hat damals die allmähliche Senkung des Meeresgrundes nahezu ausgeglichen. Man erkennt ferner nach dem heutigen Stand der Forschung, daß die Küsten dort allmählich immer weiter nach Nordwesten zurückwichen<sup>1)</sup>.

Da ich also annehme, daß nicht Hebung die Kieseoolithschotter innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges in ihre jetzige hohe absolute Lage gebracht hat, muß ich notgedrungen voraussetzen: Der pliocäne Meeresspiegel lag erheblich höher als der rezente<sup>2)</sup>.

Wie sehr ich damit der heutigen Lehrmeinung von der Konstanz des Meeresspiegels widerspreche, ist mir wohl bekannt; aus der jüngeren Spezialliteratur der Nachbargebiete ist mir auch nur ein Bekenntnis gegen dies Dogma bekannt. G. SIMOENS meinte 1907: „Qu'il faut, dans l'explication des phénomènes stratigraphiques, remplacer les oscillations du sol, si souvent invoquées, par des oscillations de valeur égale du niveau de la mer, élément essentiellement mobile“<sup>3)</sup>.

Zieht man die heutige hohe Lage wenig gestörter Sedimente in Betracht, dann ist es mir unverständlich, wie man zu deren Erklärung lieber unmögliche Hypothesen aufstellen kann, wie z. B. die Isostasielehre, die Expansionstheorie oder die Unterströmungshypothese, anstatt zu einem eustatischen Fallen des Meeresspiegels im Gefolge der Kontraktion des Erdkörpers seine Zuflucht zu nehmen<sup>4)</sup>.

Oberer mariner Keuper lagert heute flach in den Dolomiten gegen 2500 m ü. M.; der Juraozean muß wenigstens 500 m über den höchsten Schwarzwald- und Vogesengipfeln gestanden haben<sup>5)</sup>; am Erzgebirge liegt Cenoman noch 850 m, oligocäne Gerölle 800 m über N. N.; die miocäne Juranagelfluh der Alb reicht bis 850 m, bei Island läßt sich ein 200 m höherer Stand des pliocänen Meeresspiegels erkennen, und ein Teil der jungen „gehobenen“ Strandlinien kann gleichfalls auf einen etwas höheren Stand des Mittelwassers zurückgeführt werden, während viele andere

---

<sup>1)</sup> TESCH: a. a. O., S. 11—68.

<sup>2)</sup> Vgl. auch VAN WERVEKE: Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver. 1910, S. 18: „In letzter Linie hängt die Ansicht, welche man sich in dieser Frage macht, von der Ansicht über das Niveau des Meeres in den verschiedenen geologischen Formationen zusammen.“

<sup>3)</sup> G. SIMOENS: Il n'y a pas eu de soulèvement en Belgique après le dépôt du Pliocène diestien. Bull. soc. Belge de géol. 1907, S. 188.

<sup>4)</sup> KRANZ: Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. Min. etc. 1911, Beil.-Bd. XXXI.

<sup>5)</sup> KRANZ: Jahresh. Nat. Württ. 1906, S. 107. Vgl. auch VAN WERVEKE a. a. O. S. 18.



zweifellos durch Hebung des Bodens entstanden sind. Wenn man die Spezialliteratur überall nach solchen Anzeichen höherer Wasserstände in früheren Zeiten durchsuchen und unter diesem Gesichtspunkt nachprüfen wollte, würde sich wahrscheinlich bald ein reiches Tatsachenmaterial zusammenstellen lassen, wonach die Ozeane der Vorzeit Schritt für Schritt in immer neue Einbruchsgebiete abzogen, der Meeresspiegel langsam, bisweilen wohl auch beschleunigt<sup>1)</sup>, aber stetig bis in sein heutiges Niveau fiel, im Gefolge der Zusammenziehung des Erdkörpers, welcher die Erdkruste unter Bildung von Horsten, Einbrüchen und Falten folgte. Ungeheuer sind solche Schwankungen in anbetracht der Ausdehnung des Erddurchmessers und der riesigen Zeiträume keineswegs.

Die Trockenlegungen, welche heutzutage gewöhnlich mit absoluter Hebung festen Landes erklärt werden, können in den meisten Fällen jetzt schon auf eustatisches Fallen des Meeresspiegels zurückgeführt werden. Zur jüngsten Weißjurazeit z. B. erfolgte in Süddeutschland eine ausgedehnte Trockenlegung, während in weiten Gebieten des asiatischen Rußlands, Nordamerikas und Afrikas jüngerer mariner Jura transgrediert<sup>2)</sup>. Hier müssen also ungeheure Land-senkungen stattgefunden haben, in welche das Meer abziehen konnte. Während ferner im oberen Miocän das Meer aus Europa größtenteils verschwand, scheinen sich ziemlich gleichzeitig neue marine Regionen im Gebiet der Antillen, an der West- und Südküste von Afrika, an der Ostküste Asiens und Australiens gebildet zu haben, abgesehen von der Vertiefung vorhandener Becken. Ist doch in jüngerer geologischer Zeit das Tertiär eine lange Zeit intensivster Faltung der Erdrinde, also Verkürzung des Erddurchmessers; denn ohne entsprechende Vertiefungen sind die nachgewiesenen Zusammen- und Überschiebungen geophysikalisch unmöglich. Dementsprechend haben denn auch im Laufe der Äonen eustatische Senkungen das Übergewicht behauptet<sup>3)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Vgl. die Lage der Strandlinien an der Südküste von Niederkalifornien, nach WITTICH: Globus 97, 1910, S. 379.

<sup>2)</sup> Die horizontale Lagerung in weiten Gebieten, z. B. Rußland, beweist nicht, daß sie von gebirgsbildenden Vorgängen unberührt blieben, wie vielfach behauptet wird. Es sind dort nur Hebungen größeren Maßstabes undenkbar. Dagegen können Senkungen im Gefolge der Kontraktion ohne wesentliche Störung der Lagerung erfolgen.

<sup>3)</sup> E. SUESZ: Antlitz der Erde II, S. 677—700.

Der Gedanke vom Fallen des Meeresspiegels seit uralten Zeiten ist ja keineswegs neu; dazu hat er auch viel zu viel logische Selbstverständlichkeit für jeden Anhänger der Kontraktionslehre. Aber er ist gegenwärtig nicht Mode, weil eine Reihe geistreicher Theorien zur Erklärung isostatischer und eustatischer Hebungen trotz ihrer Unhaltbarkeit die Tatsachen verdunkelt.

---

## 19. Nachtrag zu *Callianassa Burckhardti* J. BÖHM.

Von Herrn JOHANNES BÖHM.

Berlin, den 3. April 1911.

In der Übersichtsliste der fossilen *Callianassa*-Arten, welche ich<sup>1)</sup> der Beschreibung von *C. Burckhardti* angefügt habe, wird in *C. Seefriedi* v. AMMON aus dem Eocän Togos nur ein Vertreter der Gattung von Westafrika angegeben. Es ist mir entgangen, daß BARRAT<sup>2)</sup> von Glaß am Nordufer des Gabun-Aestuars das Vorkommen von Krebscheren erwähnt, die an solche von *Callianassa* erinnern. Er weist die sie einschließenden Kalke auf Grund einer dem *Inoceramus labiatus* nahe verwandten Bivalve und eines dem *Echinobrissus pseudominimus* PER. et GAUTH. sehr ähnlichen Echiniden dem Turon zu. Jedoch bereits zwei Jahre früher hat KOSSMAT<sup>3)</sup> die Fauna dieser Lokalität beschrieben, die betreffenden Arten als *Inoceramus Baumannii* und *Echinobrissus atlanticus* in die Literatur eingeführt sowie auf die auffälligen Beziehungen zum Turon und auch zum Senon anderer Länder hingewiesen.

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr., S. 37.

<sup>2)</sup> BARRAT: Sur la Géologie du Congo Français. Annales des Mines (9) 7, 1895, S. 394.

<sup>3)</sup> KOSSMAT: Über einige Kreideversteinerungen von Gabun. Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. 102, 1893, S. 575 bis 589.

---

## 20. Nochmals zum Bett des *Actinocamax plenus* Blv.<sup>1)</sup>

Von Herrn JOHANNES BÖHM.

Berlin, den 3. April 1911.

Das Geologische Landesmuseum zu Berlin erhielt kürzlich eine Anzahl von Versteinerungen, die aus dem stark glaukonitreichen Mergel von Bilmerich in Westfalen stammen, und deren Vergesellschaftung mit *Actinocamax plenus* jeden etwa noch bestehenden Zweifel an dem cenomanen Alter dieses Cephalopoden — wofür deutsche, französische und englische Autoren bereits eingetreten sind — endgültig beseitigt und seinen Unwert als Zonenfossil außer Frage stellt.

Die begleitenden Formen des *Act. plenus* sind u. a.: *Schlönbachia varians* SOW., *Schl. Coupei* BRONGN., *Scaphites aequalis* SOW., *Turritiles Scheuchzerianus* BOSC., *Ostrea (Alectryonia) carinata* LAM., *O. phyllidiana* LAM., *Ostrea hippopodium* NILSS., *Exogyra haliotoidea* SOW., *Terebratella Beaumonti* D'ARCH., *Spondylus striatus* BRONGN., *Inoceramus virgatus* SCHLÜT., *Cidaris vesiculosa* GOLDF. und *Holaster carinatus* LAM.

Herr Kollege Dr. BÄRTLING teilt mir während des Druckes in dankenswerter Weise mit, daß er *Act. plenus* bei Haus Sevinghausen (Bl. Essen) zusammen mit *Pecten asper* LAM. und *Alectryonia carinata* LAM. gefunden hat. Es geht demnach *Act. plenus* durch das gesamte Cenoman in ähnlicher Weise wie *Belemnitella mucronata* v. SCHLOTH. durch das Obere Senon.

---

<sup>1)</sup> Vgl. diese Zeitschr. 1910, S. 404.

## Neueingänge der Bibliothek.

- Deutsches Museum: Verwaltungsbericht 1909—1910. München.
- HILDEBRANDT, M.: Zur Frage nach der Einheit der Eiszeit. Naturw. Wochenschrift, Neue Folge, Bd. X. Nr. 17, 1911. Jena.
- KRUSCH, P.: Das Vorkommen und die Gewinnung des Kupfers. (Vortrag, gehalten in der Deutschen Gesellschaft für volkstümliche Naturkunde.) S.-A. aus: Naturw. Wochenschrift, Jena 1910.
- Über die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes. (Vortrag, gehalten auf dem XI. Intern. Geol. Kongreß 1910 zu Stockholm.) S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XIX, 1911, H. 3. Berlin.
- Der Kohlenvorrat auf der linken Rheinseite. S.-A. aus: Bericht über den XI. Allgemeinen deutschen Bergmannstag zu Aachen vom 31. August bis 3. September 1910.
- Eine neue Systematik primärer Teufenunterschiede. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XIX, 1911, H. 4. Berlin.
- LOESCHER, W.: Zur Seeigeltattung *Echinoconus BREYNIUS (Galerites LAMARCK)*. S.-A. aus: Festschrift d. Vereins f. Naturk. zu Cassel z. Feier d. 75jährigen Bestehens. Cassel 1911.
- LOUKASCHEWITSCH, JOS.: Sur le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents. St. Petersburg 1911. Imprimerie „Russo-Française“.
- NEBE, BALDUIN: Die Culmfauna von Hagen i. W., ein Beitrag zur Kenntnis des westfälischen Untercarbons. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Geologie u. Paläontol., Beil.-Bd. 31, 1911. Stuttgart.
- OHERN, W.: The Stratigraphy of the older Pennsylvanian rocks of north-eastern Oklahoma. Norman 1910. The State University of Oklahoma. Research Bulletin, Nr. 4.
- STILLE, H.: Das Aufsteigen des Salzgebirges. (Vortrag, gehalten auf der 1. Kalihauptversammlung zu Halberstadt am 2. Oktober 1910.) S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XIX, 1911, H. 3. Berlin.
- V. WAHL, A., und W. LOESCHER: Geologische Mitteilungen aus der Casseler Umgegend. S.-A. aus: Festschrift d. Vereins f. Naturk. zu Cassel z. Feier d. 75jährigen Bestehens. Cassel 1911.
- WEGNER, TH. H.: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 62, Monatsber., Nr. 4, 1910. Berlin 1910.
- Zur Faciesbildung des westfälischen Unterseniens. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 62, Monatsber., Nr. 5/6, 1910. Berlin 1910.
- Über die geschichteten Bildungen in den norddeutschen Endmoränen. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westf. 66. Bonn 1909.
- Über die Wünschelrute. S.-A. aus: Natur u. Offenbarung 55. Münster 1909.
- Die geologischen Verhältnisse des Kreises Recklinghausen.
- *Desmemya Bertelsmanni* n. g. n. sp. Ein Beitrag zur Kenntnis der *Thalassenyidae* RÜTIMEYER. S.-A. aus: Palaeontographica, Beiträge zur Naturwissenschaft der Vorzeit 58. Stuttgart 1911.
- Verein deutscher Eisenhüttenleute: Mitgliederverzeichnis 1911. Düsseldorf.

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 5.

1911.



Protokoll der Sitzung vom 3. Mai 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der vorigen Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen beizutreten:

Herr Dr. ERNST FISCHER, Assistent am Geologisch-Mineralogischen Institut in Tübingen, vorgeschlagen von den Herren KOKEN, LANG und MENZEL.

Das *Mineralogisch-Petrographische Institut* in Heidelberg, vorgeschlagen von den Herren ROSENBUSCH, BRANCA und WÜLFING.

Das *Carnegie Museum* in Pittsburgh, Pennsylvanien, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK und STREMMER.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt das Wort Herrn GAGEL zu seinem Vortrage.

Herr C. GAGEL sprach über **Frühneolithische (?) Artefakte im Geschiebedecksand Westholsteins.**

Bisher gehören die Funde menschlicher Artefakte, die in einem Diluvialprofil liegen, deren Alter also ohne weiteres klar und nicht erst durch lange und umständliche Indizienbeweise zu erschließen ist, zu den größten Seltenheiten. Was wir bisher über das Zusammenfallen der Chronologie prähistorischer Kulturen mit der geologischen Gliederung des Quartärs wußten, ließ darauf schließen, daß das Diluvium die Zeit der

paläolithischen Kulturen sei und daß die neolithischen Kulturen erst in postglazialer Zeit einsetzten.

Durch einen glücklichen Fund der letzten Zeit in Westholstein scheint diese Ansicht eine nicht unwesentliche Korrektur zu erfahren. Bei einem Besuch der großen Eisenbahnkiesgrube bei St. Michaelisdonn am äußersten Südwestrande der Ditmarscher Geest gelang es mir, in dem dortigen oberdiluvialen Geschiebedecksand, der auf einer dünnen Bank anscheinend oberen Geschiebelehms bzw. Geschiebemergels liegt, Artefakte in recht großer Zahl zu finden, die mindestens zum Teil der ganz frühneolithischen (nach dänischer Bezeichnung mesolithischen) Kulturstufe anzugehören scheinen, welche nach dem auffälligsten Kennzeichen ihrer Technik auch Skivespalterkultur genannt wird.

Diese Kultur, deren Reste wir bisher nur aus der frühen Ancyclus- (frühen Eichen-) Zeit [Maglemose auf Seeland] bzw. aus Prälitorinabildungen (Eichenzeit) [Kieler Förde bei Ellerbeck<sup>1)</sup> und Husum], sowie aus Litorinabildungen (Kjökkenmøddinger) kannten, zeichnet sich dadurch aus, daß ihre roh zugeschlagenen Äxte eine Schneide zeigten, die aus einer durch einen wuchtigen Schlag von einem Flintblock abgespaltenen, mehr oder minder flachen, scharfkantigen Scheibe dadurch herausgearbeitet war, daß die übrigen, nicht scharfschneidenden Teile dieser Scheibe durch vorsichtige kurze Schläge abgespalten wurden. Durch diese unverkennbare Technik sind die Reste dieser Kultur ohne weiteres identifizierbar und durch das Zusammenvorkommen derartiger Skivespalter mit eigentümlich bearbeiteten Hirschhornäxten und vor allem mit gebrannten Tongefäßen war ihre Altersbestimmung als frühes Neolithicum gegeben, oder — falls man auf den Mangel des Steinschliffs größeren Wert legte als auf die Erfindung der Töpferei — die Abtrennung dieser Kultur als Mesolithicum begründet.

In der Ostwand der Eisenbahnkiesgrube Michaelisdonn fand ich nun bei einem Besuch am 24. April dieses Jahres folgendes Profil aufgeschlossen:

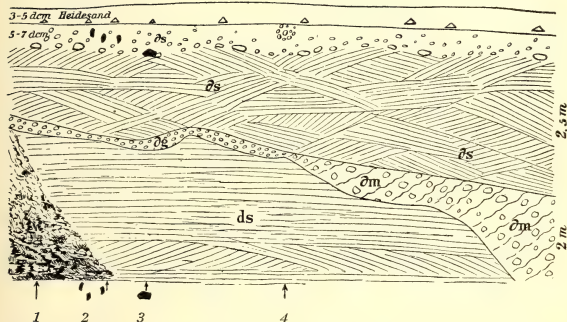
Der zu oberst liegende Heidesand ist feinkörnig, schwarz (stark humos) und enthält in seinen untersten Lagen vereinzelte kleine Windschliffgeschiebe (Dreikanter). Die Zeichnung Fig. 1 ist insofern nicht ganz genau, als die größeren Windschliffgeschiebe mit 15—20 cm Pyramidenkantenlänge nicht in dem

---

<sup>1)</sup> J. MESTORF: 23. Bericht der Schleswig-Holsteinschen Museen und vaterländischen Altertümer, Kiel 1904.



Heidesand selbst, sondern an seiner Unterkante auf dem Geschiebedecksand liegen, während in den Heidesand nur ganz kleine Gerölle und Dreikanter liegen. Dicht über der Unterkante des Heidesandes über den großen Dreikantern liegen in dem schon ganz dunklen Heidesand noch vereinzelte langgezogene, dünne (2—3 cm) Schlieren oder Streifen von garnicht oder wenig humifizierten hellerem Sand.



1 Abrutsch, auf dem die meisten Artefakte gefunden wurden. 2 Fundstelle der Abschlagspähne, 3 Fundstelle des Nukleus? 4 Auffällige Steinanhäufung im Geschiebesand.

Fig. 1.

Eisenbahnkiesgrube bei St. Michaelisdonn.

Der Heidesand liegt mit ganz scharfer, ungestörter Grenze diskordant auf einer wesentlich älteren Schicht, einem typischen, bräunlich gelben, stellenweise ganz schwach lehmigen, völlig ungeschichteten Geschiebedecksand, der in seinem oberen Teile nur kleinere und wenige, in den unteren Lagen sehr viel häufigere und zum Teil größere Gerölle und stark abgerollte, völlig kanten-gerundete Geschiebe enthält. Die Größe der großenteils völlig runden Gerölle schwankt von Walnuß- bis Faustgröße, seltener sind die abgerollten Geschiebe bis zu Zweifaust- bzw. bis zu Kindskopfgröße. Nach unten geht dieser Geschiebesand ohne scharfe Grenze in einen sehr schön diskordant geschichteten, steinfreien, ganz hellen und rein ausgewaschenen Sand von etwa 2—2,8 m Mächtigkeit über, der in der Kiesgrube stellenweise von einer bis 2 m starken Bank braunen,

sehr sandigen Geschiebelehm unterlagert wird, die sich nach NW zu auskeilt und in eine dünne Kiesbank auflöst. Dieser sehr stark verwitterte, braune Geschiebelehm ist in sich stark gestaucht und die eingeschlossenen Sandschlieren sind ungemein stark zusammengefaltet. Am äußersten Südwestrande des Geesthügels, in dem die Kies- (richtiger Sand-)Grube angelegt ist, neben dem Eisenbahnladegerüst, steht ebenfalls, aber etwas tiefer, eine etwa 1,25 mächtige Moränenbank an, die durch die Breite der Kiesgrube von dem eben beschriebenen Profil getrennt ist, die ich aber für die Fortsetzung des Geschiebelehms in der Grube halten möchte. Diese Moräne ist mehr lehmig und infolgedessen nur bis zu etwa 1 m Tiefe entkalkt und zersetzt, unten aber noch kalkhaltig, weshalb sie m. E.<sup>1)</sup> hier im äußersten Westen Schleswig-Holsteins ohne weiteres als Oberer Geschiebemergel zu betrachten ist. Unterlagert werden diese dünnen Moränenbänke von mächtigen, schön horizontal geschichteten, hellen Sanden, unter denen weiter nordwestlich ein tieferer Geschiebemergel zutage kommt bzw. in Gruben abgebaut wird.

Die Kiesgrube liegt am Westrande eines aus dem allgemeinen Geestrande etwas vorspringenden und sich erhebenden Hügels am äußersten Südwestrande der holsteinschen Geest; westlich an ihn stößt nicht wie sonst die fette Schlickmarsch, sondern eine lange, flache, in 4—5 m Meereshöhe gelegene und stellenweise zu kleinen Dünen umgewehrte Sandterrasse, die in der Höhe der sonstigen Marsch liegt und deren einzelne Teile von den Einwohnern als „Donne“ bezeichnet werden (Michaelisdonn, Dingerdonn, Avelackerdonn usw.). Ich halte diese flache Sandterrasse für eine alte Strandterrasse, wofür auch der m. E. stellenweise unverkennbare Terrassenansatz an den Geestrand mit seiner charakteristischen Form spricht. Auf die Bedeutung dieser 4—5 m hoch gelegenen jungen Strandterrasse für die Frage der postglazialen Niveaushiftungen und der allgemeinen (Litorina!) Senkung gehe ich hier nicht näher ein; sie beweist m. E. jedenfalls, daß an der Nordseeküste auch ganz junge Hebungen von gegen 5 m Höhe vorgekommen sind.

Aus der Form und Höhe des Hügels ergibt sich ferner ohne weiteres, daß der Geschiebedecksand, der ihn bedeckt, nicht von einem postglazialen Gewässer, das der heutigen Bodenkonfiguration folgte, abgesetzt sein kann, sondern daß er

---

<sup>1)</sup> C. GAGEL: Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landes-Anst., 1910, S. 193—252.

ein Absatz von glazialen Schmelzwässern sein muß, als der Eisrand noch unmittelbar östlich davon lag; wie ja auch die innere Beschaffenheit und Struktur des Geschiebedecksandes genau mit der des sonstigen jungdiluvialen Geschiebedecksandes übereinstimmt.

In diesem Geschiebedecksand, in dem alle sonstigen Geschiebe und Gerölle stark abgerollt bzw. völlig rund sind, liegen nun eine ganze Anzahl **völlig** scharfkantiger, bearbeiteter Flintspäne bzw. Abschlagspäne, die alle den unverkennbaren Schlagbulbus zeigen, ohne jede Spur von Abrollung oder Abnutzung; drei davon<sup>1)</sup> habe ich selbst mindestens 3 Dezimeter tief unter der ungestörten Oberkante des Geschiebedecksandes, und zwar in ziemlich steiler Lage stehend, herausgeholt; Dutzende davon, zum Teil noch mit den anhaftenden Resten des bräunlich gelben Geschiebedecksandes, habe ich auf den an der steilen Grubenwand anliegenden Abrutschmassen aufgefunden.

Auf diesen der senkrechten Grubenwand anliegenden Abrutschmassen oder am Boden der Grube fand ich auch noch eine Anzahl Schaber (Fig. 2, 3, 4) und sehr schöner dünner, schmaler Flintmesser (Klingen von vollendeter Technik, Fig. 5) sowie zwei Doppelschaber (Fig. 6 u. 7), die zum Teil ebenfalls noch durch die anhaftenden Spuren des braungelben Sandes und durch ihre Patina ihre Herkunft verrieten, zum Teil aber schon völlig vom Regen abgewaschen waren.

Oben auf den Abrutschmassen fand ich endlich in einer eben abgestürzten Partie des braungelben Geschiebesandes eine ausgezeichnete Flintaxt (Fig. 8—10), in deren Vertiefungen jetzt noch der braungelbe Sand haftet. Diese Axt ist vielleicht nicht, wie ich ursprünglich annahm (und wie auch in der Diskussion nicht bestritten bzw. ausdrücklich anerkannt wurde), ein echter Skivespalter in der engsten Fassung des Begriffes (sie zeigt zwar die typischen Begrenzungsflächen der Schneide, aber nicht eine so völlig grade Schneide, wie die echten

---

<sup>1)</sup> Eigentlich mindestens 6, die Hälfte davon sind mir aber unter die anderen Späne geraten, so daß ich sie nicht mehr bezeichnen kann! Bei einem zweiten Besuche der Grube fand ich etwa 150 m NO der ersten Hauptfundstelle in 3—4 dm Tiefe unter der Oberkante des Geschiebedecksandes wiederum einen ganz scharfkantigen, unverkennbaren Abschlagspahn mit Schlagbulbus aufrecht stehend im Geschiebedecksand und wenige Meter davon in derselben Höhe auf der ganz steilen Böschung zwei schöne Messerspähne unter Umständen, die es mir sicher erscheinen ließen, daß sie eben vom Wind aus dem Geschiebesand ausgeblasen waren; 6 Wochen vorher hatte ich an der Stelle auch gesucht und nichts gefunden.

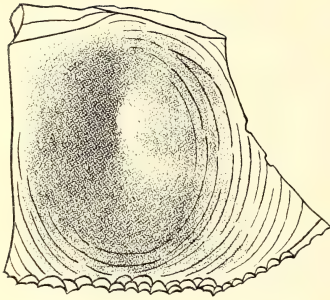


Fig. 2.

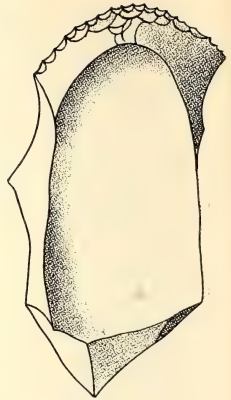


Fig. 3.

Zwei Schaber in natürlicher Größe, scharfkantig, nicht abgerollt.

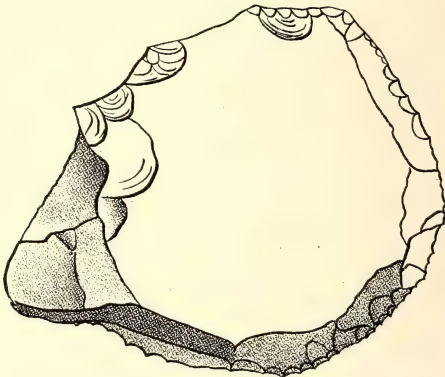


Fig. 4.

Schaber, anscheinend aus dem Geschiebesand, mit starken „Retuschen“ und Abnutzungsspuren, aber auch noch mit einigen scharfen, nicht abgerollten Kanten.  $\frac{1}{1}$ .

Skivespalter und ist auch nicht so ganz flach, sondern hat einen mehr spitzellipsoidischen Durchschnitt). Es ist aber der unverkennbare Typus der frühneolithischen Axt, der stets und überall zusammen mit den Skivespaltern vorkommt



Fig. 5.

Messerspahn mit der charakteristischen Patina der Flinte des Geschiebesandes und noch anhaftenden Spuren desselben.  $\frac{1}{1}$ .

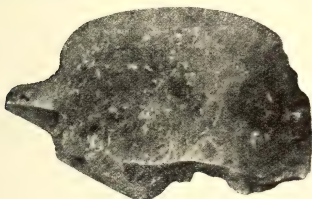


Fig. 6.

Doppelschaber, ganz scharfkantig aus hellem Flint.  $\frac{1}{1}$ .



Fig. 7.

Doppelschaber mit „Retuschen“ aus dunklem Flint.  $\frac{1}{1}$ .

(Maglemose, Kiel, Kjökkenmöddinger) und aus dem sich offenbar der Skivespalter höchster Vollendung entwickelt hat. Endlich fand ich noch in mindestens 5 Dezimeter Tiefe unter der Oberkante des Geschiebedecksandes ein über zwei Faust großes, nucleusartiges Flintstück, das m. E. unverkennbare Abschlagstellen mit Bulbus aufweist, jedenfalls aber mehrere ganz



scharfe Kanten zeigt, während alle anderen unbearbeiteten großen und kleinen Flinte im Geschiebesand völlig abgerollt sind. Die meisten Schlagspäne, Schaber und Messer sowie ein Doppelschaber und der Nukleus bestehen aus hellem, gelblichen Flint, einige Messer, die Axt und ein Doppelschaber sowie wenige Abschlagspäne aus dunklem Flint.



Fig. 8.



Fig. 9.

Axt, um 2,2 cm verkleinert.

Die ganz dünnen Messerklingen sind schneidend scharf, zum Teil ohne jede Scharte, zum Teil zerbrochen, aber alle ohne jede Spur von Abrollung, ebenso wie all die dünnen Schlagspäne mit Bulbus schneidend scharfe Kanten ohne jede Abrollung aufweisen. Es scheint mir also keinem Zweifel zu unterliegen, daß die Verfertiger dieser Flintwerkzeuge an dieser Stelle und zwar m. E. auch an den Schmelzwässern des Inlandeises gesessen — doch wohl um die von den Schmelzwässern aus der Moräne ausgespülten Flinte



zu erlangen — und hier ihre Artefakte hergestellt haben, die dann sofort in den Geschiebedecksand hineingerieten, ohne Transport und Abrollung.

Es ist zwar genau genommen ziemlich unmöglich, zu beweisen, daß ein ungeschichteter Geschiebedecksand ungestört ist, da er eben keinerlei Struktur zeigt. Sicher ist aber jedenfalls, daß die Unterkante des darüberliegenden schwarzen Heidesandes mit den Windschliffgeschieben völlig ungestört und



Fig. 10.

1½-fach vergrößerte Schneide der Axt.

nahezu gradlinig ist, daß also die Flintartefakte in den Geschiebesand gekommen sind lange vor Ablagerung dieses schwarzen Heidesandes mit der Zone der Windschliffgeschiebe! Wodurch sollten nun in diesen weit zurückliegenden Zeitläufen des alten Alluviums die etwa auf dem Geschiebesand liegenden Artefakte 3—5 Dezimeter tief in den Geschiebesand hineingekommen sein? Daß sie absichtlich vergraben sein sollten, obenein mindestens an drei<sup>1)</sup> räumlich erheblich getrennten

---

<sup>1)</sup> Ein starkes Viertel der Artefakte fand ich etwa 50 m nördöstlich des gezeichneten Profils ebenfalls im Böschungabrutsch; vgl. auch die vorige Anmerkung!

Stellen, und jedes einzeln, wird doch im Ernst niemand annehmen wollen, und daß etwa wühlende Tiere (Maulwürfe, Käfer, Regenwürmer) die Artefakte und damit den ganzen Decksand vor Ablagerung des Heidesandes 3—5 Dezimeter tief umgelagert haben sollen, ist doch ebenfalls wohl ausgeschlossen. Daß die Skivespalterleute in postglazialer Zeit auf dem Geschiebedecksand gesessen und nach den Flinten gegraben haben, um die Artefakte zu machen, und daß die Artefakte bzw. die unbenutzten Abschlagspäne dabei in die Gruben geraten sind, aus denen sie die Flintstücke ausgegraben haben, erscheint mir deswegen äußerst unwahrscheinlich, weil der Geschiebesand eben in der ganzen Ausdehnung des sehr klaren Profils **völlig** gleich aussah, ohne irgend eine Unregelmäßigkeit in der Verteilung der Geschiebe bzw. Gerölle (abgesehen von der noch zu erwähnenden Stelle).

Mir scheint aus dem ganzen Befund nur der Schluß abzuleiten zu sein, daß diese frühneolithische (?) Technik hier in Holstein eben schon zur Zeit des jungen Diluviums, beim Beginn der Abschmelzperiode des letzten Inlandeises und lange vor der „großen“ Endmoräne bekannt war und geübt wurde, was ein weiteres Argument für die Abtrennung dieser Kultur als Mesolithicum bilden dürfte.

Irgend ein sonstiges Artefakt (Knochengeräte, Urnenscherben usw.) habe ich in dem Geschiebesand nicht gefunden.

In dem schwarzen Heidesand darüber und über der zweiten nächstgelegenen Sandgrube ist von den Kiesgrubenarbeitern bei den Abräumungsarbeiten eine große Anzahl roher Urnen mit gebrannten Knochenresten gefunden, die nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Kustos ROTHMANN zur späteren Eisenzeit gehören, ebenso Bronzeschmucksachen und geschliffene Flintäxte, Dolche usw., die zum Teil schon beim Pflügen herausgekommen sind. Es ist also hier eine permanente Kulturstätte gewesen.

Neben den Urnen lag in dem Heidesand auch noch eine ganze Anzahl Flintspäne mit Schlagbulbus; diese jungen Flintspäne aus dem Heidesand sind aber auf den ersten Blick durch die ganz andere Erhaltung [und auch durch anderes Material (schwarzer Flint)] von denen des Geschiebesandes zu unterscheiden, auch wenn kein schwarzer Heidesand (statt des braungelben Geschiebesandes) mehr an ihnen anhaftete.

Daß also von diesen jungen Kulturstätten Reste in den Geschiebesand gekommen sind, ist schon aus diesem Grunde

unmöglich, wenn es nicht schon sonst durch die ganz ungestörte Unterkante des Heidesandes widerlegt wäre.

An einer Stelle — notabene mindestens 10 m von der Hauptfundstätte der Artefakte im Geschiebesand — zeigte dieser Geschiebesand auch ganz oben in dem sonst ziemlich geschiebearmen Teil eine auffällige Anhäufung von Steinen, die fast den Eindruck machen, als ob sie künstlich zusammengebracht bzw. vergraben wären. Ich habe diese Stelle sehr sorgfältig ausgegraben und alle diese Steine sorgfältig untersucht; es war kein bearbeiteter Stein darunter, auch kein Abschlagspan, überhaupt kein Flint, ebensowenig ein angebrannter

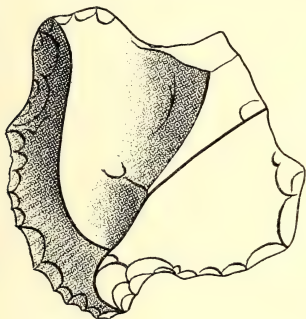


Fig. 11.

Schaber (?) stark abgerollt, ohne eine scharfe Kante.  $\frac{1}{1}$ .

Stein, sondern es waren alles gewöhnliche Gerölle, die also wohl nur zufällig sich an dieser Stelle so angehäuft hatten; die Heidesandgrenze darüber war ebenfalls völlig scharf und ungestört; mitten zwischen die Steine zogen sich aber aus dem Heidesand feine steile, durch Humussubstanz dunkler — nicht schwarz — gefärbte Streifen herunter, die m. E. Infiltrationsstreifen waren<sup>1)</sup>. Am Boden der benachbarten Sandgrube sind zum Teil von dem Lehrer von Michaelisdonn noch zahlreiche Messerspäne, Schaber, Nuclei usw. gefunden, die

<sup>1)</sup> Bei einem zweiten Besuch fand ich noch eine Stelle, wo durch den schwarzen Heidesand ein etwa 1 m tiefes junges Loch in den Geschiebedecksand gegraben und mit Heidesand ausgefüllt war; in diesem späteren, mit anderem Material gefüllten Loch war aber ebenfalls keine Spur eines Artefakts oder auch nur eines Flints zu finden!

aber, da völlig abgewaschen, nicht mehr sicher auf ihre Herkunft zu identifizieren sind; sie bestehen fast alle aus hellem Flint — oft mit der charakteristischen Patina — und könnten ebenfalls von einer analogen Stelle im Geschiebesand stammen.

Neben diesen sehr zahlreichen, schneidend scharfen, völlig unabgerollten Abschlagspähen, Messern, Schabern fanden sich nun in der Grube (und wohl sicher aus dem Geschiebesand stammend) 4—5 Stücke, die den Eindruck machen, als ob es ehemalige, aber stark abgerollte Artefakte wären (Fig. 11); bei solchen stark abgerollten Stücken primitiver Form ist es natürlich schwer möglich, sicher zu entscheiden, ob sie vor der Abrollung auf natürliche oder künstliche Weise entstanden sind; ich wollte das Vorkommen aber erwähnen. Herr Dr. MENZEL und Herr Prof. BLANKENHORN haben mindestens einige derselben für sichere abgerollte Paläolithen erklärt.

Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Kustos ROTHMANN vom Kieler Museum vaterländischer Altertümer sind schon vor Jahren bei Michaelisdonn durch Herrn Dr. MAASSEN „tief im Sand“ merkwürdige Flintspäne gefunden, was mit meinen Funden gut zusammenstimmt.

Es scheint also nach den neuerlichen Funden am Kaiser-Wilhelms-Kanal und bei Michaelisdonn, daß die Cimbrische Halbinsel seit der letzten Periode der Haupteiszeit — vor der Ablagerung der obersten Bank des unteren Geschiebemergels — ziemlich dauernd bewohnt gewesen ist, und daß sich nicht nur in der warmen Interglazialzeit, sondern auch während der Vereisungen selbst unmittelbar am Rande des Eises Menschen dort aufgehalten und ihre Werkzeuge hinterlassen haben.

#### Nachträglicher Zusatz.

Eine sehr erfreuliche Bestätigung dieser Ansicht und der Tatsache, daß der prähistorische bzw. diluviale Mensch auch und schon in glazialen Zeiten auf der cimbrischen Halbinsel gelebt hat, bilden die „Muschelherde“ des Gotingkliffs auf Föhr, die HAEBERLIN beschrieben hat<sup>1)</sup>. Herr Dr. HAEBERLIN schreibt dort:

„Am Steilabfall des Geestufers bei Nieblum und Goting „finden sich in Tiefen von  $\frac{1}{2}$  m bis  $1\frac{1}{2}$  m unter der heutigen „Oberfläche — im Gotingkliff unter der sehr deutlichen,

---

<sup>1)</sup> HAEBERLIN: Beiträge zur Heimatkunde der Insel Föhr. Wyk-Föhr 1908. S. 10.

„unverletzten „Steinahl“schicht — sehr zahlreiche „Muschelherde, deren Alter..... jedoch mangels charakteristischer Stücke nicht bestimmt ist. .... Sie enthalten „Cardien und Miesmuscheln.“

Nach freundlicher brieflicher und mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. HAEBERLIN hat einer der von ihm selbst ausgegrabenen und im Föhrer Museum aufbewahrten „Muschelherde“ mitten drin im gelben Geschiebesand gelegen; die unverletzte „Steinahl“schicht über dem Muschelherd, ist, wie ich mich an Ort und Stelle unter Führung von Herrn HAEBERLIN selbst überzeugt habe, die bekannte ausgeblasene und windgeschliffene Steinsohle, die in dem untersten Teile des humosen „Heide“sand ( „Ahl“) oft da auftritt, wo dieser über geschiebeführenden Sanden liegt bzw. aus diesen entstanden ist. Der humose Sand in diesem Teil des Gotingkliffs ist aber zum allergrößten Teil keine spätere Neubildung (wirklicher Heidesand), sondern nur die humifizierte Oberschicht des bis mehr als  $1\frac{1}{2}$  m mächtigen Geschiebesandes, greift sehr unregelmäßig und zapfenförmig tief in den Untergrund ein, enthält auch auf sehr erhebliche Erstreckung selbst noch bis über faustgroße Geschiebe und streckenweise sehr schön die oben erwähnte Steinsohle! Höchstens ein Teil des über der erwähnten Steinsohle liegenden „Heide“sand (der fast oder ganz steinfreie Teil) ist wirklicher — später aufgewehter — (ebenfalls sehr humoser) Heidesand.

Ein zweiter, in situ photographierter und im Föhrer Museum aufbewahrter derartiger Muschelhaufen hat unter „Lehm“ gelegen, von dem ebenfalls Proben im dortigen Museum liegen sollen, und der nach der Fundesphotographie Geschiebe enthält mindestens von derselben Größe wie die sehr großen Cardien.

Ob dieser „Lehm“ wirklicher Geschiebelehm oder nur stark lehmiger Geschiebesand ist, habe ich nicht mehr kontrollieren können; nach ZEISES<sup>1)</sup> Angaben (und meinen eigenen Beobachtungen) ist im Gotingkliff beides vorhanden in 1 bis  $1\frac{1}{2}$  m Tiefe.

Unter diesem Muschelhaufen haben nach der Photographie die geschichteten, steinfreien Sande gelegen (ZEISE: a. a. O.); in diesem Muschelherd sind drei „Mahlsteine“ oder „Klopfsteine“ gefunden, die jetzt ebenfalls im Föhrer Museum liegen.

---

<sup>1)</sup> ZEISE: Beiträge zur Geologie der nordfriesischen Inseln. Schriften des Naturw. Vereins für Schleswig-Holstein 1889.



Ein dritter „Muschelherd“ (gleichfalls im Museum aufbewahrt) hat bei Nieblum — wahrscheinlich ebenfalls im „gelben Sand“ — gelegen. (Mitteilung von Herrn Dr. HAEBERLIN.)

Einen vierten sehr kleinen derartigen „Muschelherd“ habe ich noch selbst in situ im Gotingkliff gesehen unter Führung von Herrn Dr. HAEBERLIN; er lag mitten im typischen, ungestörten Geschiebesand, mindestens 1—1,25 m unter Terrain, gerade an der Grenze zwischen der Humifizierungszone und dem gelben Geschiebesand; die Unterkante der Humifizierungszone schwankte hier sehr unregelmäßig auf und ab; sowohl in dem schwarzen Geschiebesand über dem Muschelhaufen wie in dem gelben Sand darunter waren bis über faustgroße, regellos verteilte Geschiebe enthalten; in gleicher Höhe nicht weit davon bis fast kopfgroße Geschiebe.

Es liegen hier also im Gotingkliff sicher im glazialen Geschiebesand — vielleicht sogar unter Geschiebelehm — die Abfallreste der Mahlzeiten des diluvialen Menschen zusammen mit benutzten, zugeschlagenen Steinen. Diese kleinen „Muschelherde“ sind die Überreste nur einer oder weniger Mahlzeiten einer kleinen Horde; sie haben einen so geringen Umfang, daß sie meistens in einer kleinen Kiste Platz fanden, und sind unter andern auch von SOPHUS MÜLLER beachtigt und begutachtet (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. HAEBERLIN), der aber als Prähistoriker nicht erkannt hat, daß sie in einer glazialen Schicht liegen.

Es fragt sich hier nur, ob dieser Geschiebesand noch zur letzten oder nicht vielleicht schon zur vorletzten Eiszeit gehört.

Wenn die Ausführungen von STOLLEY<sup>1)</sup> richtig sind, daß die unter dem Geschiebesand (und nach ZEISE: a. a. O., auch unter Geschiebelehm!) liegenden, aufgepreßten und stark gestörten schwarzen Brockenmergel und Tonmergel vorletztes „Interglazial“ sind — was mir wegen der Analogie mit Sylt sehr wahrscheinlich ist —, so wäre das auch ein erhebliches Argument für das ebenfalls von STOLLEY schon behauptete höhere Alter des Geschiebesandes vom Gotingkliff, der zum Teil seitlich in den Geschiebelehm übergeht.

Nach den Angaben ZEISES (a. a. O.), daß bei Süderende auf Föhr auch noch ganz frischer kreidereicher, blaugrauer Geschiebemergel vorkommt, erscheint es nach unseren jetzigen Erfahrungen allerdings so gut wie sicher, daß auch

---

<sup>1)</sup> STOLLEY: Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt. III. Arch. f. Anthr. u. Geol. Schlesw.-Holst., Bd. IV, H. 1, 1901, S. 107.



die letzte Vereisung mindestens bis zur Mitte von Föhr gereicht haben muß, so daß ein völlig sicheres Urteil über den Geschiebesand des Gotingkliffs wohl noch nicht möglich ist.

Über das Alter des Geschiebe-Lehms und -Sandes vom Gotingkliff werden demnächst aber entscheidende Beobachtungen von anderer Seite veröffentlicht werden.

Wenn nun die Mahlzeitreste prähistorischer Menschen in einer sicher glazialen Schicht liegen, weshalb sollen denn an anderen Stellen nicht auch ihre Artefakte primär im glazialen Geschiebesand liegen? Daß wir diese Kultur bisher nicht aus glazialen Schichten kennen, ist doch nur ein negatives Argument! Und wenn, wie auch Herr MENZEL im Anschluß an HÖRNES zugibt, sich die Skivespalterkultur aus echt paläolithischen Kulturen entwickelt hat und mit dem sehr viel älteren Solutréen „große Verwandtschaft“ zeigt, so müssen doch auch zeitliche Zwischenglieder existieren, und da würden denn diese Funde von Michaelisdonn doch eine sehr erfreuliche Brücke zu dem Solutréen schlagen, das doch unbestritten sehr viel älter als jungglazial ist.

Den Ausführungen von Herrn Dr. MENZEL über die Art, wie die Flintartefakte in den Geschiebesand gekommen sein könnten, möchte ich aber die bekannte und erwiesene Tatsache entgegen halten, daß Flinte, die aus dem trockenen Geschiebesand gegraben werden, also ihre ursprüngliche „Berg“feuchtigkeit schon verloren haben, zur Herstellung von Artefakten völlig unbrauchbar sind; nur der Flint, der unmittelbar aus Kreide- oder Geschiebemergel entnommen und noch im „bergfeuchten“ Zustand bearbeitet wird, nimmt noch beabsichtigte Formen an; aller Flint aus trockenem Sand springt unregelmäßig muschelrig und gibt niemals regelmäßige Klingen oder gar Äxte.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren MENZEL, P. G. KRAUSE, BLANCKENHORN, BRANCA und der Vortragende.

In der Diskussion bemerkte Herr MENZEL:

Die Ausführungen des Herrn GAGEL sind in den beobachteten Tatsachen so eigenartig und in den daraus gezogenen Schlußfolgerungen so weitgehend, daß es angebracht erscheint, noch etwas näher auf dieselben einzugehen.

Die vorgelegten Artefakte sind nicht einheitlicher Art. Zuvor befinden sich darunter einige echte Paläolithen von dem Aussehen, wie es die norddeutschen Paläolithen im allgemeinen haben. Es sind hauptsächlich zwei Doppelhohl-

schaber (S. 255, Fig. 6 und 7) mit zwischen den retuschierten Ausbuchtungen stehengebliebenen „Spitzen“. Die Spaltflächen weisen die gewöhnliche Patina der Diluvialartefakte und z. T. eine Rollung, vielleicht auch eine Glättung durch Windschliff, auf. Diese Artefakte stammen sicher aus tieferen, wahrscheinlich interglazialen Schichten und sind vom letzten Eis aufgenommen und verschleppt.

Die Mehrzahl der übrigen Artefakte scheint in der Tat dem Campignien anzu gehören. Wenigstens gehört das vorgezeigte beilförmige Instrument zur echten Skivespalter-Kultur. Unter den übrigen Stücken befand sich auch noch ein guter Campignien schaber. Auch die großen messerklingenförmigen Flintspäne passen in den Kulturkreis des Campignien. Die allermeisten Stücke sind allerdings atypische Schlagspäne ohne jede Spur von Benutzung.

Was das Alter der Campignienkultur anbelangt, so sind alle sicher datierbaren Funde dieser Zeit in den Ausgang der Ancycluszeit, in die Zeit des Einwanderns der Eiche, und in eine etwas spätere Zeit zu stellen. Auch der Fund von Maglemose, der nach SARAUF in die frühe Ancycluszeit, die Kiefernperiode, gehören soll, ist nach SERNANDER und anderen wahrscheinlich erst an den Schluß der Ancycluszeit, in die Zeit nach dem Einwandern der Eiche, zu setzen, ebenso wie die von WEBER und MESTORF beschriebenen Funde aus der Kieler Förde.

Herr GAGEL schließt nun aus dem Vorkommen dieser Campignienfundstücke im Geschiebedecksand Westholsteins auf ein sehr viel früheres Vorkommen der Skivespalterkultur in dortiger Gegend. Er nimmt an, die Menschen, die diese Artefakte hergestellt haben, hätten zur Diluvialzeit am Eisrande gelebt und ihre Werkzeuge wären von den Schmelzwässern des abtauenden Eises aufgenommen und in den Geschiebesand eingebettet worden.

Wenn diese Behauptung, die allen bisherigen Beobachtungen und Erfahrungen zuwiderläuft, zu Recht bestehen soll, so wird es nötig sein, ihre Voraussetzungen etwas genauer zu prüfen. Das Alter der Fundschicht und die Zugehörigkeit der Artefakte zur Campignienkultur scheint mir nach den Ausführungen weiter oben gesichert. Es besteht für mich nun die Frage: Können die Artefakte nicht von oben her nach Ablagerung des Geschiebedecksandes in denselben gelangt sein?

Der Heidesand, der in einer Mächtigkeit von ca. 0,30 m über dem Geschiebesand liegt, ist durch den Wind in bedeutend späterer Zeit aufgeweht. An seiner Basis finden sich Windschliffe und in ihm Urnen der Bronze- und Eisenzeit mit Leichen-

brand sowie junge Feuersteinartefakte. Ich möchte annehmen, daß dieser Heidesand erst nach der Litorinazeit, nachdem das atlantische Klima wieder einem mehr borealen (oder kontinentalen) Platz gemacht und das Land sich nach der Litorinasenkung wieder etwas emporgehoben hatte, aufgeweht worden ist. Bis zu dieser Zeit hatte der Geschiebedecksand in Westholstein die Oberfläche gebildet, und die Menschen der Campignienkultur hatten sich auf ihm angesiedelt. Zur Herstellung ihrer Steinartefakte hatten sie die im Geschiebesande vorhandenen Feuersteine benutzt, und da die Geschiebe in demselben nach Herrn GAGEL zuoberst nur klein sind und nach der Tiefe zu größer werden, so waren sie dem Material nachgegangen und hatten sich vielleicht flache Gruben angelegt, in denen sie gleich die Bearbeitung des Materiales vornahmen. Dabei ließen sie alle unbrauchbaren und mißlungenen Stücke an Ort und Stelle liegen, wie die zahlreichen atypischen, völlig unbenutzten Schlagspäne beweisen, die Herr GAGEL vorgelegt hat. Einzelne bessere, benutzte Stücke wie das beilförmige Stück u. a. gingen dabei ebenfalls verloren und mischten sich unter die Abfallstücke. Nach dem Verlassen der Gruben und Arbeitsstätten wurden die Vertiefungen vielleicht wieder eingeebnet, vielleicht aber verfielen sie von selbst, und ihre Unebenheiten wurden von dem Flugsand und der Verwitterung und Abschwemmung wieder ausgeglichen. In dem schichtungslosen lockeren Geschiebesande sind Spuren eines Eingriffes überhaupt schwer zu erkennen. Für menschlichen Eingriff spricht aber auch die von Herrn GAGEL erwähnte Steinhäufung unweit der Artefaktfundstelle.

Wenn, wie ich annehme, der Vorgang des Einbettens der Artefakte in den Geschiebesand in dieser Weise vor sich gegangen ist, so hindert nichts, daß wir als Zeit der Einbettung die späte Ancycluszeit, die Zeit des allgemeinen Auftretens der Skivespalterkultur in Holstein usw., ansehen.

Den von Herrn GAGEL an der Basis des Geschiebedecksandes, dicht über den diskordanten Sanden gefundenen „Nucleus“ kann ich als ein Artefakt nicht anerkennen.

Die etwas unbestimmten Angaben über das Vorkommen älterer dem „Solutréen“ ähnlicher Kulturreste in Schleswig-Holstein, die J. MESTORF im 34. Bericht des Schleswig-Holstein. Museums vaterländischer Altertümer (1904), S. 29/30 macht, und auf die Herr GAGEL zurückgriff, bedürfen ebenfalls einer Nachprüfung. M. HOERNES (Der diluviale Mensch in Europa) betont schon, daß die Campignienkultur sich eng an die älteren paläolithischen Kulturen anschließt und insbesondere mit dem Solutréen große Verwandtschaft zeigt. Ich habe mich auch

durch Betrachtung der fraglichen Stücke im Kieler Museum nicht davon überzeugen können, daß wirklich ältere paläolithische Funde aus der Verwandtschaft des Solutréen vorliegen. Meiner Ansicht nach handelt es sich auch hier um Campignienfunde, die ähnlich den GAGELschen Funden in den Geschiebedecksand eingebettet und vielleicht auch von Flugsand bedeckt worden sind.

Sodann spricht Herr GOTHAN über permocarbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien).

Hierzu sprechen Herr BRANCA und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BRANCA.	STREMME.	BÄRTLING.

---

## Briefliche Mitteilungen.

---

### 21. Über RICHARD LACHMANNs Salzgeschwüre.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, im Mai 1911.

Herr LACHMANN hat in seinen „Studien über den Bau von Salzmassen“<sup>1)</sup> Ansichten über den tektonischen Aufbau Nordwestdeutschlands geäußert, die nicht unwidersprochen bleiben dürfen, weil sie den Forschungsergebnissen der bisher in jenem Gebiete arbeitenden Geologen direkt entgegen stehen und geeignet sind, in Laienkreisen Verwirrung hervorzurufen.

LACHMANN hat offenbar eifrig die Arbeiten von SUESS und HEIM über Gebirgsbau studiert und glaubt in an sich nur anzuerkennender Weise die großzügigen Ideen, insbesondere solche aus SUESS' „Anlitz der Erde“ entnommenen, auf die Tektonik von Nordwestdeutschland übertragen zu müssen. Leider hat er weder selbst speziellere Untersuchungen über den Gebirgsbau angestellt, noch daran gedacht, die zahlreichen tektonischen Arbeiten älterer Autoren über Nordwestdeutschland eingehender zu studieren. Nach LACHMANN ist der hercynische Faltenwurf von Nordwestdeutschland nicht die Folge eines horizontalen Gebirgsschubes. Er stellt es vielmehr überhaupt in Abrede, daß seit der Carbonzeit eine Gebirgsfaltung in Deutschland stattgefunden hat. Das, was man heute allgemein als hercynische Sättel und Mulden im Gebiet des deutschen Kalibergbaus bezeichnet, sind nicht der Ausdruck einer Faltungsperiode, sondern lediglich Flexuren an den Rändern einzelner Versenkungsbecken. Die heutigen Sattelerhebungen sollen dementsprechend stehengebliebene Grate sein, die überall da in die Erscheinung treten, wo zwei solcher Flexurränder gegeneinander stoßen. Die gebirgs-

---

<sup>1)</sup> Zeitschrift „Kali“ 1910, Heft 8, 9, 22—24. In Buchform erschienen mit dem neuen Titel „Der Salzauftrieb“. Halle 1911.

bildende Kraft ist also nach LACHMANN nicht eine horizontale Schubkraft, sondern vertikal gerichtet und lediglich eine Folgeerscheinung des Niederbrechens einzelner Versenkungsbecken. Die Deduktionen des Verfassers können wohl niemanden davon überzeugen, daß zwischen den intensiven Gebirgsfaltungen, wie wir sie in den Alpen aus jüngerer und in den paläozoischen Gebirgen aus carbonischer Zeit kennen, und den mesozoischen und tertiären Faltungsphasen in Nordwestdeutschland ein prinzipieller Unterschied besteht. Es ist klar, daß zwischen den zusammengeschobenen Falten der ersteren Art und dem flachen Faltenwurf der mesozoischen und jüngeren Formationen, wie er in Nordwestdeutschland, verbunden mit zahlreichen Verwerfungen, als Schollengebirge in die Erscheinung tritt, lediglich ein verschiedener Grad der Intensität der Gebirgsfaltung in Frage kommt. Streichende und querschlägige Verwerfungen, Staffelbrüche, Grabeneinbrüche und Überschiebungen, kurz, Schollenmosaik- und Schuppenstruktur treten in beiden Fällen auf. Nach den Ausführungen LACHMANNs ist ihr Fehlen ein negatives Merkmal für echte Gebirgsfaltung; wenn er die geologischen Spezialkarten typischer Faltungsgebirge etwas genauer studieren wollte — ich empfehle ihm u. a. die des Oberharzer Diabaszuges —, so würde er sich bald von der Haltlosigkeit seiner Behauptungen überzeugen. Tangentialer Faltenschub ist im letzten Grunde doch auch nur die Auslösung von lokal zwar horizontal wirkenden gebirgsbildenden Kräften, die wir in ihrer letzten Ursache aber auch auf die allgemeine Schrumpfung der Erdhaut, also auf vertikale Absenkungen mehr oder weniger großer Becken zurückzuführen haben.

Es soll heute nicht meine Aufgabe sein, auf die Unrichtigkeiten näher einzugehen, welche R. LACHMANN in seiner tektonischen Skizze vorbringt. Erwähnen will ich nur, daß er an vielen Punkten da, wo die geologischen Spezialuntersuchungen in den beobachteten Profilen aus der anormalen Übereinanderfolge verschiedenaltiger Formationsstufen tektonische Überschiebungen annehmen zu müssen glaubten, diskordante Überlagerung der betreffenden Formationen annimmt. Nach den Anschauungen LACHMANNs<sup>1)</sup> scheint bei uns in Nordwestdeutschland so ziemlich jede Formationsstufe vom Plattendolomit aufwärts zu transgredieren, so die Münder Mergel im Allertal, der Keuper bei Fallersleben, der Röt im Leinetal usw. Hat Herr LACHMANN diskordante Überlagerung dieser Formationsglieder bzw. Erosionserscheinungen in dem in Frage kom-

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschrift 1910, S. 599.



menden Gebiete auch in anderen Schichten, als dem Salzgebirge beobachtet?! Meines Wissens ist im Leinetal aber auch mittlerer und unterer Buntsandstein, im Allertal weißer und brauner Jura und unweit von Fallersleben unterer Keuper und Muschelkalk ausgebildet. Die von GRUPE publizierten Bohrungen bei Sudheim haben überdies die Randverwerfungen und die tektonische Natur der Leinetalversenkung einwandsfrei nachgewiesen.

Der Elm, das typische Beispiel einer flachen kuppelartigen Aufwölbung mit nahezu regelmäßigem umlaufenden Schichtenbau, ist nach LACHMANN ein „Rundhorst“, die normal symmetrisch aufgebaute Sattelfalte des Dorn eine Gratabbildung usw. Im übrigen ist Herr LACHMANN bemüht, eine Menge neuer, meist sehr unnötiger Bezeichnungen in die Nomenklatur der gebirgsbildenden Vorgänge einzuführen oder alt eingebürgerte Begriffe neu zu benennen. Hercynisch wird z. B. durch die SUESSsche Bezeichnung asiatisch ersetzt.

Nachdem nun, so führt LACHMANN aus, durch seine Untersuchungen unzweifelhaft festgestellt (!) ist, daß eine Gebirgsfaltung seit dem Carbon im Verbreitungsgebiet der deutschen Zechsteinformation nicht mehr stattgefunden hat, können auch die durch den Bergbau in den deutschen Zechsteinsalzlagerstätten aufgeschlossenen und an zahlreichen Stellen beobachteten Faltungs- und Störungserscheinungen nicht tektonischer Natur sein, sondern müssen auf andere chemisch-physikalische Kräfte zurückgeführt werden, die er als autoplaste Bewegungen bezeichnet. Die herrschenden tektonischen Theorien bilden nach LACHMANN „den gefährlichsten Hemmschuh für die Entwicklung der Salzlagerstättenforschung überhaupt“.

LACHMANN folgt mit seiner Theorie der autoplasten Salzbewegungen dem Vorgange gewisser nordamerikanischer Geologen, insbesondere von HARRIS, der ähnliche Ideen über Bewegungen von Salzmassen in Texas ausgesprochen hat, aber doch der tektonischen Erklärung insofern noch zuneigt, als er die langgezogenen, durch jüngere Gebirgsformationen hindurchragenden Salzvorkommnisse mit bekannten Verwerfungslinien in Verbindung bringt. Welcher Art nun die Kräfte sind, welche die Salzmassen in Bewegung brachten, verrät LACHMANN z. Z. noch nicht, stellt aber eine Abhandlung darüber in baldige Aussicht, deren Erscheinen immerhin mit einigem Interesse zu erwarten bleibt. Zunächst beschreibt er lediglich die eigenartigen Lagerungsverhältnisse, die insbesondere in den nordhannoverschen Salzlagerstätten in Erscheinung treten, und vergleicht diese Vorkommen mit Eiterbeulen, die die Erdoberfläche

durchsetzen. Die Salzlagerstätten werden daher Ekzeme, die Theorie Ekzemtheorie getauft. LACHMANN stellt nun die Behauptung auf, daß das Salzgebirge durch autoplaste Bewegungen durch die überlagernden jüngeren Formationen hindurch in die Höhe steigt, getrieben unter dem Druck innerer Krystallisationskräfte. Am Grundwasserspiegel, der eine Gleichgewichtsebene darstellt zwischen dem aus der Tiefe aufsteigenden Salzgebirge und der ablaugenden Tätigkeit des Grundwassers, macht die Bewegung Halt. Diesen Vorgang bezeichnet LACHMANN als Rekrystallisation. Eine Erklärung für die bei diesen diagenetischen Vorgängen mitwirkenden Kräfte gibt er z. Z. noch nicht.

Ich habe in der April-Sitzung unserer Gesellschaft im Jahre 1909 versucht, eine Erklärung für die eigenartigen Lagerungsverhältnisse der nordhannoverschen Salzlagerstätten auf tektonischer Basis zu geben. Herr LACHMANN will nun neuerdings in einer Erwiderung auf meinen Vortrag<sup>1)</sup> die Gründe, die ich für die tektonische Auffassung der nordhannoverschen Salzhorste angeführt habe, entkräftet haben. Ich würde darauf bereits früher geantwortet haben, wenn ich nicht bislang vergeblich auf das Erscheinen der LACHMANNschen Beweisführung der autoplasten Salzbewegungen gehofft hätte. Herr LACHMANN behauptet in seiner Polemik, S. 597, daß eine Rekonstruktion meines Profils vom Rolfsbütteler Salzhorst einen nur 2 km breiten Sattel von alpinen Höhendimensionen ergäbe. Darauf kann ich nur erwidern, daß die Rekonstruktion eines derartig phantastischen Gebildes wohl allein seiner eigenen Phantasie vorbehalten bleibt. LACHMANN erörtert ferner, daß ich die Entstehung dieses Sattels auf tangentialen Gebirgsdruck zurückführe. Das widerspricht direkt meinen Ausführungen. Ich habe vielmehr auseinanderzusetzen versucht, daß die über 1000 m mächtigen Kreideschichten westlich und östlich des annähernd nordsüdlich streichenden Salzhorstes vollkommen ungestört und horizontal gelagert sind und erst in unmittelbarer Nähe des aufgepreßten Salzhorstes nach oben geschleppt worden sind<sup>2)</sup>. Wenn ich also ausgeführt habe, daß das Salzgebirge unter dem Druck der ihm auflagernden mesozoischen Sedimente auf spaltenartigen Hebungsachsen in die Höhe gepreßt worden sein müsse, so können naturgemäß die Druckkräfte nur in vertikaler Richtung gewirkt haben. Sie sind daher wohl nur in Zusammenhang zu bringen

---

<sup>1)</sup> R. LACHMANN: Salinare Spalteneruption gegen Ekzemtheorie. Diese Monatsber. 1910, S. 597—601.

<sup>2)</sup> a. a. O., S. 332 ff.

mit dem stetigen Anwachsen der jurassischen, kretazischen und tertiären Sedimente im nördlichen Hannover, d. h. mit der allmählichen Vertiefung des nordhannoverschen Beckens im Laufe des Mesozoicums und Tertiärs.

R. LACHMANN behauptet nun weiter, daß das Steinsalzgebirge entgegen meiner Ansicht ein überaus spröder Körper sei und jedenfalls unter einer gering mächtigen Decke von einigen hundert Metern nicht so plastisch sein könnte, als daß daraus die Faltungs- und Störungserscheinungen der heutigen Lagerungsverhältnisse zu erklären wären. Dieser Einwand beweist nur, daß Herr LACHMANN nicht imstande ist, sich eine Vorstellung von der gewaltigen Mächtigkeit der mesozoischen Schichten zu machen, die im nordhannoverschen mesozoischen Versenkungsbecken dem Zechsteinsalzlager normalerweise auflagern. Im Gebiet der Verbreitung der unteren Kreide sind dies schon annähernd 3000 m, wenn wir nach den bekannt gewordenen Profilen die Mächtigkeit der Kreideformation mit 500—1500 m, die der Juraformation mit 500—1000 m und die der Trias mit etwa 1000 m im Minimum veranschlagen. Dazu kommt im nördlichen Teil der Provinz Hannover noch eine Mächtigkeit der oberen Kreide von über 800 m und der Tertiärformation von über 1000 m, so daß wir hier im Norden des norddeutschen Versenkungsbeckens insgesamt eine Schichtenfolge von rund 5000 m Mächtigkeit erhalten. Wir müssen annehmen, daß das norddeutsche Becken seit der Zechsteinzeit eine Geosynklinale im SUESSschen Sinne war, wie dies STILLE<sup>1)</sup> bereits näher erörtert hat. Daß aber unter einem Druck von auflastenden 3—5000 m mächtigen Gebirgsschichten und bei entsprechender Temperaturerhöhung das Steinsalz plastisch werden und somit in die Höhe gepreßt werden kann, dürfte aus chemisch-physikalischen Gründen ohne weiteres einleuchtend sein. Herr LACHMANN meint, das Steinsalzgebirge in Nordwestdeutschland sei spröder als beispielsweise das umgebende Tongestein der unteren Kreide, und letzteres müsse daher intensiver gefaltet sein als das Steinsalz, während doch die tatsächliche Beobachtung das Gegenteil gezeigt habe. Das ist etwa so, als wenn jemand behaupten wollte, ein erkaltetes und darum erstarrtes, sprödes Basaltgestein, welches heute weiche Gesteine, z. B. Rötletten oder Tertiärtone gangartig durchsetzt, müßte die plastischen Nebengesteine intensiv gefaltet haben.

---

<sup>1)</sup> H. STILLE: Aufwärtsbewegung des Salzgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, 9. S. 91 ff.

Die Ekzemtheorie legt für die autoplasten Aufwärtsbewegungen der Salzmassen hauptsächlich die Eigenschaft der leichten Löslichkeit des Salzes zu Grunde. Von dem Vorgange der Aufwärtswanderung der Salzmassen unter diesem Gesichtspunkt vermag ich mir schlechterdings keine Vorstellung zu machen. In sämtlichen Aufschlüssen ist erwiesen, daß, abgesehen von den mechanischen Deformationen und abgesehen von späteren posthumen Auflösungen und Auflagerungen der Salzmassen am Hut der Salzlagerstätten, die Salzlager im wesentlichen ihren ursprünglichen Schichtenverband behalten haben. Wie will R. LACHMANN das Auftreten der Kalisalz-lager in ganz bestimmten Horizonten in den Salzhorsten erklären, wie das Auftreten von Jahresringen im älteren Steinsalz, das Vorhandensein von grauem und rotem Salzton, von Hauptanhydrit, Plattendolomit und Pegmatitanhydrit, kurz, das Vorkommen von Gesteinen sämtlicher unterscheidbarer stratigraphischer Horizonte in den nordhannoverschen Salzhorsten, wie wir sie aus den Gebieten ruhigerer Lagerungsverhältnisse kennen? Bei Befahrung der Grube der Gewerkschaft Riedel hätte er sich z. B. davon überzeugen können, wie der rote Salzton hier das Kalilager mit allen seinen Falten als Leitschicht begleitet. Besondere Schwierigkeiten aber dürften der Ekzemtheorie die Fälle überkippter Lagerungsverhältnisse bieten, wo durch intensive Faltung älteres Steinsalzgebirge das Hangende der Kalisalz-lager bildet.

Die Tatsache, daß über den nordhannoverschen Salzhorsten gelegentlich Decken von Residualgips und -anhydrit in einer Mächtigkeit von 100—200 m angetroffen werden, glaubt Herr LACHMANN als unüberwindliche Schwierigkeit für die tektonischen Theorien ansehen zu müssen, da für die Bildung der mächtigen Hutmassen ja nur die Residuen des Salzgebirges in Frage kämen. Zunächst hat Herr LACHMANN völlig vergessen, daß, abgesehen von den Anhydritschnüren im älteren Steinsalz, den Jahresringen, für die Bildung des Hutgipses in erster Linie doch auch bei der allgemeinen steilen Aufrichtung der Salze sowohl der Hauptanhydrit als auch die sonstigen Zechsteinanhydrit-horizonte in Rechnung zu stellen sind. Sodann aber kommen doch in Nordhannover noch Fälle vor, wo überhaupt kein Gips- bzw. Anhydrit-hut vorhanden ist und auch wohl niemals ausgebildet war. Hier liegen dann vielfach rote Letten, die Residualletten von jüngerem Zechsteinsalz direkt auf dem Salzgebirge. Dort konnte sich kein Gipshut bilden, weil das jüngere Steinsalz nur sehr arm an Anhydritgehalt ist. Auch ich nehme an, daß die Aufwärtsbewegung der Salzmassen allmählich

vor sich gegangen ist und diese da, wo sie in die Nähe des Grundwasserspiegels oder der Tagewässer (submarin, subaërisch oder subterran) gelangten, abgelaut wurden. Die schwerer löslichen Gipse und Anhydrite blieben zurück und bildeten nach und nach den Hut, wie es ja auch die Ekzemtheorie annimmt. Zur Bildung des Residualhutes ist nun m. E. die Annahme einer so gewaltigen Salzmasse, wie LACHMANN sie fordert, nicht notwendig. Gleichwohl würde ich auch keine Schwierigkeit darin erblicken, die Ablaugung gewaltiger Steinsalzmassen zur Bildung des Hutanhydrits in Anspruch zu nehmen, da wir ja nicht wissen, welche gewaltigen Mengen von Steinsalz allmählich aus dem Erdinnern herausgepreßt worden sind. Nach der Ekzemtheorie sind da, wo die Salzhorste in Nordhannover durch eine transgredierende Senondecke überlagert werden, „die Anhydritmassen zur Ablagerung gekommen seit der Zeit der senonen Transgression, welche über blankes Steinsalz erfolgte. Die Durchwässerung der senonen Schichten regte nach dem chemisch-physikalischen Prinzip der Rekristallisation den Salzauftrieb an, bei welchem unter der senonen Decke eine Absonderung des schwer löslichen Calciumsulfates erfolgte, dessen Mächtigkeit uns als Beweis dafür gilt, daß seit der Transgression der oberen Kreide ein liegendes Steinsalzprisma von etwa 2000 m Dicke nach Auftrieb gelöst wurde“. Herr LACHMANN mag nun sagen, warum grade der Salzauftrieb in diesem Beispiel an der Grenze gegen das Senon Halt gemacht hat, in anderen Fällen an der Grenze gegen Tertiär oder Jura? Dieser Salzspiegel unter dem Senon bzw. Tertiär usw. stellt sicher nicht die heutige Gleichgewichtsebene dar zwischen der Salzlagerstätte und den auflösenden Tagewässern, denn der Grundwasserspiegel liegt in diesen Fällen höher, oberhalb der undurchlässigen Senonmergel und vollends oberhalb der wasserundurchlässigen und die Salzlagerstätte abschließenden Decke von tertiären Tonen. Die bergbaulichen Aufschlüsse haben bewiesen, daß in diesen Teufen die abschließenden Deckschichten völlig trocken waren. Es kann also von einem wasserdurchtränkten Senonmergel, der eine dauernde allmähliche Rekristallisation eines 2000 m mächtigen Salzprismas veranlaßt haben soll, kaum die Rede sein.

Die Bedeutung der von FULDA zuerst erkannten Gleichgewichtsebene, des sog. Salzspiegels, zwischen aufgestiegenem Salzgebirge und ablaugenden Tagewässern, verkenne ich keineswegs, nur bietet sie m. E. keine Stütze für die Ekzemtheorie. Meine frühere Behauptung, daß der Salzspiegel in Nord-



hannover ganz beträchtlichen Schwankungen unterliegt, muß ich nach wie vor aufrecht erhalten und führe als Beweis dafür nur die eine Tatsache an, daß bei Bremen das Steinsalzlager unter senoner Decke in ca. 800 m Teufe erbohrt wurde, nur wenige Kilometer davon entfernt bei Gr. Häuslingen in ca. 90 m. Es ließen sich noch viele ähnliche Fälle anführen. Ich überlasse es dem Leser, zu beurteilen, ob hier noch von einer auffälligen Horizontbeständigkeit des Salzspiegels gesprochen werden kann.

Der Vergleich der autoplasten Bewegungserscheinungen der Salzmassen mit den Gletscherbewegungen des Eises und der Residualhutgipse mit den Endmoränen ist höchst deplaziert. Beim Gletschereis ist die Gleichgewichtsebene des Gletscherendes bekanntlich lediglich bedingt durch die durchschnittliche Jahrestemperatur. Die Bewegungen des Gletschers sind ein Produkt der Schwerkraft und Plastizität der Eismassen. Solange Herr LACHMANN keine besseren physikalisch-chemischen Erklärungen für das Aufsteigen der Salzmassen zu geben vermag, scheint mir doch die tektonische Deutung der Störungs- und Lagerungsverhältnisse der norddeutschen Salzlager die nächstliegende zu sein.

Herr LACHMANN führt als einen weiteren Einwand gegen die tektonische Theorie die oft mehr oder weniger kreisförmige Begrenzung der Salzhorste an, ein Umstand, der ihn wohl hauptsächlich zu seiner Theorie der Salzgeschwüre veranlaßt haben mag. Um diesen Einwand zu entkräften, möchte ich auch hier wieder auf das Beispiel des eruptiven Basaltmagmas zurückgreifen, das bekanntlich hier und da trichterartig das Nebengestein durchsetzt, insbesondere an solchen Stellen, wo mehrere Spaltensysteme sich scharen oder kreuzen. Der Horst von Lüneburg wird als Beispiel für ein kreisrundes Ekzem angeführt. Der Bau des Lüneburger Salzhorstes ist aber noch längst nicht in allen Einzelheiten aufgeklärt. Ob dieser Horst nicht seine unmittelbare Fortsetzung im Salzhorst von Kolkhagen findet, wird z. B. Herr LACHMANN ebensowenig bestreiten können, als ich es z. Z. zu beweisen vermag. Jedenfalls genügen die bisherigen Aufschlüsse am Lüneburger Salzhorst nicht, um ein genaues Bild der Lagerungsverhältnisse zu ermöglichen und beweisen nur soviel, daß die aus größerer Tiefe mit-emporgedrückten Triasschichten außerordentlich stark gestört und zerstückelt sind, während das umgebende jüngere Kreidegebirge relativ ruhige Lagerungsverhältnisse zeigt.

Der nächste Einwand LACHMANNs gegen die tektonische Theorie erscheint auf den ersten Blick recht einleuchtend. Es



ist Tatsache, daß sich vielfach in Gebieten ungestörter Lagerungsverhältnisse und zwischengelagert zwischen ungestörte und wenig geneigte Steinsalzlager mannigfaltig mäandrisch gewundene oder verschlungene, verzahnte und „verkrampte“ Kalisalzlagerstätten eingelagert finden. Auch ich bin mit LACHMANN der Ansicht, daß zahlreiche derartige Fältelungen im Salzgebirge älter sind als die Tektonik und nicht mit ihr im Zusammenhange stehen. Es sind das alles aber Faltungserrscheinungen, welche ganz allgemein übereinandergeschichtete, inhomogene Salzablagerungen bei Veränderung der physikalischen Existenzbedingungen durch Volumenänderung der verschiedenen Komponenten erleiden müssen. Solche Deformationen haben mit dem Gebirgsbau nichts zu tun, sondern beruhen auf Kräften, die in der inneren Struktur und den Kristallisationskräften bedingt sind. LACHMANN folgert, daß, wenn die Faltungen, Fältelungen und Störungen im Kalisalzlager tektonischer Entstehung wären, auch die hangenden und liegenden Steinsalzlager die gleichen Störungsercheinungen zeigen müßten, was aber nicht der Fall sei. Das ist zweifellos richtig. Aber diese Erscheinungen sind in allen solchen und ähnlichen Fällen wohl auch niemals tektonisch gedeutet worden. Ihre Erklärung wird im einzelnen dem physikalischen Chemiker noch mancherlei schwierige und dankbare Aufgaben bieten. Die Entstehung solcher vom Gebirgsbau unabhängiger Faltungsercheinungen dürfte aber in erster Linie darauf zurückzuführen sein, daß sich ursprünglich horizontal gelagerte Salzsichten, die sich physikalisch verschieden verhielten, beim Eintritt veränderter Existenzbedingungen unter Umkristallisationsvorgängen verschieden stark ausdehnten und somit die Veranlassung zu den unregelmäßigen Falten und Fältelungsercheinungen geben mußten. Als analoges Beispiel nenne ich den bekannten Gekrösehips, eine unregelmäßig gewundene Gipseinlagerung, die aus einer ursprünglich im Kalkstein horizontal eingelagerten Anhydritschicht entstanden ist. Wenn zwei physikalisch heterogene Salzgemische übereinander geschichtet sind, so werden sich die einzelnen Schichten bei Veränderung der physikalischen Bedingungen verschieden verhalten, sei es, daß durch Temperaturänderung oder durch Eintritt von Krystallisationsercheinungen, sei es, daß durch irgend welche anderen Zustandsänderungen in der einen Schicht Spannungen auftreten müssen, die sich in den unregelmäßigen Faltungsercheinungen auslösen. Experimentell führt der Kuchenbäcker die Erscheinung des öfteren vor Augen, z. B. beim Topfkuchen, wenn zwischen zwei hellen Teigsichten eine physikalisch andere

Schokoladenschicht ursprünglich horizontal gelagert war, beim Backen des Kuchens aber die Schokoladenschicht die gekröseartigen Falten bildet, während die liegende und hangende helle Teigschicht sich gleichmäßig nahezu planparallel ausdehnt.

Ich glaube somit nachgewiesen zu haben, daß Herr LACHMANN bis heute für seine Theorie der autoplasten Salz-  
bewegungen noch jeden Beweis schuldig geblieben ist. Solange er ihn nicht geführt hat, scheint mir doch die tektonische Theorie, die er als größten Hemmschuh der Salzlagerstättenforschung bezeichnet, „diskutabler“ zu sein; vor allen Dingen dürfte er wenig Zustimmung bei den Fachgenossen finden, wenn er versucht, seine Theorie von den autoplasten Salz-  
bewegungen zur Erklärung der Tektonik der Alpen zu empfehlen!

---

## 22. Geologische Exkursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura).

Von Herrn CARL RENZ.

Mit 10 Figuren im Text.

Breslau, den 30. Mai 1911.

Leukas, ein Glied der Ionischen Gebirgszone, zeigt die gleiche Zusammensetzung wie seine Schwesterinseln, Korfu und Ithaka<sup>1)</sup>, und ist ein nur äußerlich losgelöstes Stück des akarnanischen Festlandes.

Während Leukas früher die am wenigsten bekannte Insel des Ionischen Archipels war, ist dies heute infolge des archäologischen Interesses, das sich an diese Insel knüpft, anders geworden.

Nach den genialen Theorien und inzwischen von reichen Erfolgen begleiteten Untersuchungen von W. DÖRPFELD macht Leukas dem heutigen Ithaka den Rang als Heimat des Odysseus streitig.

Ebenso bietet Leukas auch für unsere Wissenschaft, wie die bisherigen Ergebnisse meiner noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen zeigen, ein lohnendes Arbeitsfeld.

---

<sup>1)</sup> Die geologische Beschreibung dieser Inseln ist samt Karten fertiggestellt und wird demnächst erscheinen.

In stratigraphischer Hinsicht schließt es sich den übrigen Gebieten der Ionischen Zone an; seine oberliassischen und mitteljurassischen Ablagerungen sind wohl die reichsten Fundstätten von Ammonitenfaunen dieses Alters, die es überhaupt auf hellenischem Boden gibt.

Eine gründliche Ausbeutung der leukadischen Fossilager des Oberlias und unteren Doggers hat auch paläontologisch wichtige Resultate geliefert.

Die Tektonik von Leukas birgt indessen noch manch ungelöstes und über den engeren Rahmen der Insel hinausgehendes, wichtiges Problem.

Ich hoffe, den Gebirgsbau von Leukas demnächst noch eingehender studieren zu können, als es mir bei zweimaligem kurzem Besuch der Insel nicht nur durch die in Anbetracht meiner beschränkten Zeit bedingten Eile, sondern auch infolge widriger äußerer Verhältnisse vergönnt war.

Ich bereiste die Insel in den Monaten Januar und Februar. Öfters hatte ich unter der Ungunst der Witterung zu leiden; ebenso war die teilweise Schneebedeckung in den höchsten Regionen einer genaueren Beobachtung recht hinderlich.

Abgesehen davon wurde mir bei meinem zweiten Aufenthalt auf Leukas von Seiten der dortigen Zollbehörden mein Fossilmaterial beschlagnahmt, wie ich das bereits in einer früheren Mitteilung beiläufig erwähnte<sup>1)</sup>. Obwohl ich die Versteinerungen später wieder zurückerhielt, war doch alles durcheinandergeworfen und die ganze Mühe einer gesonderten Aufsammlung umsonst. Außerdem ist mir bei dieser Manipulation auch noch mein Tagebuch abhanden gekommen, so daß ich die darin enthaltenen Routen aus meinem Gedächtnis nachtragen mußte.

Die geologische Literatur von Leukas umfaßt, abgesehen von meinen vorläufigen Mitteilungen, bis jetzt nur zwei Arbeiten.

Ein Heft der in PETERMANNS Mitteilungen erschienenen hervorragenden und grundlegenden Monographien der Ionischen Inseln von JOSEPH PARTSCH<sup>2)</sup> ist der Insel Leukas gewidmet.

Der Verfasser mußte seine Arbeitskraft auf der damals noch kaum durchforschten Insel natürlich in erster Linie geographischen Problemen zuwenden.

Für die geologische Gliederung der mesozoischen Sedimente von Leukas akzeptierte er die bekannte Einteilung von M. NEUMAYR.

<sup>1)</sup> CARL RENZ: Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. 56, 1906, S. 756.

<sup>2)</sup> J. PARTSCH: Die Insel Leukas. PETERMANNS Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 95, Gotha 1889.

M. NEUMAYR, A. BITTNER und F. TELLER<sup>1)</sup> hatten bekanntermaßen die mesozoischen Kalkmassen Mittelgriechenlands in einen „unteren“ und einen „oberen Kalk“ geschieden, zwischen denen eine als „Macigno“ bezeichnete Schiefersandsteinformation eingeschaltet ist, die bisweilen noch einen „mittleren Kalk“ einschließt.

Die ganze Schichtenfolge betrachteten NEUMAYR, BITTNER und TELLER als cretacisch.

Was die Tertiärforschung anlangt, so ist es J. PARTSCH gelungen, auf Leukas marines Miocän nachzuweisen.

Nach PARTSCH hat dann C. STEFANI<sup>2)</sup> die Insel geologisch aufgenommen.

Er scheidet folgende Altersstufen aus:

1. Kreidekalke,
2. Homogene Nummulitenkalke (Mitteloecän),
3. Nummuliten-Crinoidenkalke (Mitteloecän),
4. Miocäne Mergel und Sandsteine,
5. Quartäre Ablagerungen.

Meine eigenen Untersuchungen haben folgendes ergeben:

Die Insel Leukas oder Santa Maura wird, wie jede geographische Übersichtskarte zeigt, nur durch einen schmalen Meeresarm, den Golf von Drepano, der nach Norden zu in die Lagune übergeht, von Akarnanien geschieden.

Leukas ist daher ein nur äußerlich losgelöstes Fragment des akarnanischen Festlandes und besteht aus denselben Gesteinen und Formationen, die auch das westliche Akarnanien, den sogenannten Xeromeros, aufbauen.

Festland und Insel liegen in der Ionischen Gebirgszone oder im Ionischen Faciesgebiet, wozu auch die Leukas benachbarten Glieder der Ionischen Inselflur, nämlich Paxos-Korfu einerseits und Ithaka-Kephallenia andererseits, mit im wesentlichen analoger Zusammensetzung gehören.

Die leukadischen Gebirge bestehen nach meinen bisherigen Feststellungen aus folgenden Sedimenten:

1. Nach einem faciei sehr an den alpinen Hauptdolomit erinnernden grauen Dolomit oder dolomitischen Kalk der Obertrias, der den H. Iliasberg bei Enkluvi aufbaut, ist die älteste, bis jetzt bekannte Bildung der Insel ein weißer, Gyroporellenführender Kalk, der gleichfalls der Obertrias angehört. In meinen früheren Publikationen habe ich diesen auch sonst in

---

<sup>1)</sup> Denkschr. Akad. Wiss. Wien. (math.-nat. Kl.) **40**, 1880.

<sup>2)</sup> CARLO STEFANI: Cenni geologici sull' isola di Leukade. Cosmos di G. Cora, Turin 1894—1896, Serie II, Bd. XII, S. 97—108.

der Ionischen Zone weit verbreiteten Kalk kurzweg als „Dachsteinkalk“ bezeichnet.

Mit der Bezeichnung Dachsteinkalk will ich lediglich auf die Ähnlichkeit dieser obertriadischen Kalkentwicklung Griechenlands und der Ostalpen anspielen und damit keineswegs zum Ausdruck bringen, daß sich die beiden Bildungen nun auch in stratigraphischer Hinsicht gerade decken müssen.

Die hellen, obertriadischen Kalkmassen der Ionischen Zone dürften im Gegenteil höher, und zwar bis zum mittleren Lias, hinaufreichen, wie ich bereits auch schon in früheren Abhandlungen hervorhob.

Die obertriadischen Dachsteinkalke fließen daher in der Ionischen Zone und vermutlich auch in der Argolis mit petrographisch gleichen Kalken, die lokal eine mittelliassische Brachiopodenfauna führen, in eine Masse zusammen.

Wenn man sich genauer ausdrücken will, könnte man die Gyroporellenhaltigen Partien zweckmäßig als Gyroporellenfacies des Dachsteinkalkes bezeichnen.

Im gleichen Faciesgebiet kommen in denselben Kalkmassen bisweilen auch Megalodonten und Schnecken (*Pleurotomaria* usw.) vor, wie auf Korfu und in Epirus, öfters auch Korallen (z. B. *Stylophyllopsis* spec. auf Korfu und in Epirus). Wer aber an der Übernahme eines alpinen Namens in die griechische Stratigraphie an sich Anstoß nimmt, kann die in Frage stehende Kalkentwicklung ebensogut nach einem typischen Vorkommen auf Korfu als „Pantokratoralk“ bezeichnen.

Auf Leukas sind diese hellen, obertriadisch-liassischen Kalkmassen (Dachsteinkalke vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone) weit verbreitet und bilden auch die höchste Erhebung der Insel, den Stavrotas, von dem aus sie in ununterbrochenem Zuge nach Norden bis zum Kap H. Joannis und zur Küste bei Tsukalades durchstreichen.

Sie herrschen ferner im Laïnakigebirge, in den Bergen von Marantochori und Evgiros und im mittleren Teil der südlichen Küste bis zum Kap Lipsopyrgos.

Obwohl an manchen Punkten dieser Kalkfacies, wie z. B. am Kap Lipsopyrgos, der Kalkstein total von Gyroporellen durchsetzt ist, läßt sich die Struktur der Gyroporellen doch nur ungenügend erkennen, da die weißen Kalke schon etwas kristallin geworden sind; doch dürfte es sich wohl in erster Linie um *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL handeln.

Im Bereiche der hier näher zu betrachtenden Kalkentwicklung der Ionischen Zone fanden sich an mehreren Punkten von Epirus, Korfu, Kephallenia usw. auch Brachiopoden des



mittleren Lias, die der mediterranen, mittelliassischen *Aspasiafauna* angehören.

Diese Funde sprechen, wie gesagt, für ein Andauern der in Frage stehenden Kalkfacies bis zur Untergrenze des Oberlias.

An anderen Stellen, wie auf Korfu und in Akarnanien, sind im oberen Mittellias dünngeschichtete Kalke mit plattgedrückten Ammoniten oder deren Negativen z. B. mit *Amaltheus spinatus* BRUG. gefunden worden; bisweilen wurden auch knollige Kalke mit mittelliassischen Ammonitenspezies beobachtet.

Nach E. MOJSISOVICS dehnt sich die alpine Dachsteinkalkfacies nach oben zu in ähnlicher Weise in den Jura hinein aus; ich erwähne hier die Anschauung von MOJSISOVICS des Vergleiches wegen nur beiläufig, ohne mich auf die die alpine Geologie betreffenden Fragen einlassen zu wollen.

In Griechenland enthält die gleiche Facies zum Teil den obertriadischen Gyroporellenführenden Dachsteinkalk, umfaßt aber andererseits auch die mittelliassische *Aspasiafauna*.

Sicher bestimmbare Brachiopoden der *Aspasiafauna* habe ich bis jetzt auf Leukas noch nicht ermittelt; ebensowenig sind vorerst Ammonitenführende Schichten des Mittellias bekannt, wie sie z. B. an manchen korfiotischen, epirotischen und akarnanischen Aufschlüssen im Liegenden des Oberlias vorkommen.

Dagegen habe ich an dem langausgedehnten leukadischen Oberliasaufschluß im Norden von Kavalos und Asprogerakata eine breccienartige Brachiopodenlage beobachtet, deren Hangendes zunächst ein geringmächtiges Zwischenglied plattiger Kalke und dann die Ammonitenreichen oberliassischen Ablagerungen bilden. Sicher bestimmbare Brachiopoden konnten, wie gesagt, nicht herausgelöst werden; soweit es sich nach den Fragmenten jedoch übersehen läßt, handelt es sich um Typen der *Aspasiafauna*.

Die Beschaffenheit der in Frage stehenden Brachiopodenlage erinnert in diesem Fall doch an küstennahe Geröllbreccien und deutet auf Flachsee hin. Die näheren Verhältnisse habe ich leider bei der Eile meiner Reise nicht studieren können.

2. Der leukadische Oberlias besteht aus bunten, tonigen, knolligen Kalken und Mergeln, wie sie überall in der Ionischen Zone in dieser Formation vorkommen. Vorherrschend sind rote, aber auch gelbe und graue Farbentöne.

Diese Bildungen zeichnen sich an zahlreichen Aufschlüssen durch ihren reichlichen Gehalt an Ammoniten aus, besonders die knolligen Schichten, während die mehr tonigen und leichter



zerbröckelnden oder blättrigen Partien fossilärmer sind. Auch die Erhaltung der Ammoniten läßt dann zu wünschen übrig.

Die Ammoniten sind durchweg als Steinkerne erhalten; unter den Tausenden von Stücken des westgriechischen Oberlias, die in meiner Sammlung liegen, befindet sich kein einziges Schalenexemplar.

Den Ammoniten ist zuweilen auch ein Brachiopode mit meist etwas einseitig korrodierter Schale beigemischt.

Mehrfach wurden auch Ammoniten mit ihrem zugehörigen Aptychus aus dem Inneren der knolligen Bildungen herauspräpariert; der Aptychus war tadellos erhalten, die Oberfläche seines Ammoniten total korrodiert.

Diese Art der Erhaltung und die Korrosionserscheinungen lassen darauf schließen, daß die konkretionären Bildungen des griechischen Oberlias und unteren Doggers auf dieselbe oder ähnliche Weise, wie manche faciel ähnlich Ablagerungen des Palaeozoicums (Kramenzelkalke des rheinischen Devons) oder des Mesozoicums (Ammonitico rosso) entstanden sind.

Man führt diese eigenartige Faciesbeschaffenheit heute auf die Auflösung der niedersinkenden Kalkschalen bzw. ihrer Kalkfüllmasse durch das kohlenensäurehaltige Wasser der größeren Meerestiefen zurück. Die Kalkknollen der konkretionären Schichten dürften daher von mehr oder minder stark korrodierten Ammoniten oder sonstigen ursprünglich kalkigen Versteinerungen herrühren. Soweit die Kalkschalen vollkommen oder teilweise bereits durch ein nicht kalkiges Sediment bedeckt oder eingehüllt waren, blieben sie von dem chemischen Auflösungsprozeß verschont. Im vorliegenden Fall sind die Ammonitenschalen vollständig aufgelöst worden.

Früher hatte man jene Knollenkalke als eine in der Strandzone entstandene Geröllbildung aufgefaßt.

Äußerlich erinnern ja die griechischen Knollenkalke des Oberlias und unteren Doggers auch öfters an Geröllbreccien, wie ich schon früher erwähnte, damals noch mit dem Beifügen, daß in dem weiten geographischen Verbreitungsgebiet des griechischen Oberlias das Auftreten dieser Formation da und dort auch mit kleineren Transgressionen zusammenfallen könnte.

Bei den Bildungen des unteren Doggers ist die Annahme ihrer Entstehung in einer tieferen Meeresregion auch infolge ihrer Zwischenlagerung zwischen Hornsteinplatten gerechtfertigt. In nur ganz geringer Höhendifferenz folgen über jenen konkretionären Ablagerungen die Posidonien-Hornsteinplattenkomplexe des oberen Doggers, die der Tiefenzone des Radiolarienschlammes entsprechen dürften.

Bisweilen ruhen die knolligen Schichten des Oberlias, wie z. B. im Palaeospita-Profil auf Korfu, unmittelbar über oder zwischen den schwarzen Posidonienschiefen, die auch sonst auf der Insel, in Epirus und in Akarnanien vollständig an ihre Stelle rücken können.

In meiner stratigraphischen Hauptarbeit<sup>1)</sup> habe ich bereits einen Überblick über die Zusammensetzung der oberliassischen Tierwelt Griechenlands gegeben; es seien aber auch hier nochmals die wichtigsten Faunenelemente wiederholt:

<i>Paroniceras sternale</i> BUCH.	<i>Harpoceras discoides</i> ZIETEN.
<i>Hildoceras Bayani</i> DUM.	<i>Harpoceras bicarinatum</i>
<i>Hildoceras Escheri</i> HAUER.	ZIETEN.
<i>Hildoceras rheumatisans</i> DUM.	<i>Harpoceras subplanatum</i>
<i>Hildoceras Saemanni</i> DUM.	OPPEL.
<i>Hildoceras boreale</i> SEEBACH.	<i>Harpoceras fallaciosum</i> BAYL.
<i>Hildoceras Caterinae</i> PARISCH	<i>Harpoceras falciferum</i> SOW.
u. VIALE.	<i>Harpoceras radians</i> REIN.
<i>Hildoceras Chelussii</i> PARISCH	( <i>Grammoceras</i> ).
u. VIALE.	<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> )
<i>Hildoceras bifrons</i> BRUG. u.	<i>antiquum</i> WR. mut. Nor-
Var.	maniana ORB.
<i>Hildoceras Levisoni</i> SIMPSON.	<i>Harpoceras toarcense</i> ORB.
<i>Hildoceras Erbaense</i> HAUER.	<i>Harpoceras striatulum</i> SOW.
<i>Hildoceras nodosum</i> HANTKEN.	<i>Harpoceras pectinatum</i>
<i>Hildoceras comense</i> BUCH u.	MENEGH.
Var.	<i>Coeloceras annulatum</i> SOW.
<i>Hildoceras Mercati</i> HAUER.	<i>Coeloceras anguinum</i> REIN.
<i>Hildoceras Tirolense</i> HAUER.	<i>Coeloceras pettos</i> QUENST.
<i>Hildoceras quadratum</i> HAUG.	<i>Coeloceras Mortiletti</i>
<i>Hildoceras serpentinum</i> REIN.	MENEGH.
<i>Hildoceras Narbonnense</i>	<i>Coeloceras subanguinum</i>
BUCKMAN.	MENEGH.
<i>Hildoceras Lilli</i> HAUER.	<i>Coeloceras Linæ</i> PARISCH u.
<i>Hildoceras Algovianum</i> OPPEL	VIALE.
( <i>Arieticeræ</i> ).	<i>Coeloceras aculeata</i> PARISCH u.
<i>Haugia variabilis</i> ORB.	VIALE.
<i>Haugia navis</i> DUM.	<i>Coeloceras Gemma</i> BONAR.
<i>Haugia Eseri</i> OPPEL.	<i>Coeloceras crassum</i> PHIL. u.
<i>Haugia Ogerieni</i> DUM.	Var.

<sup>1)</sup> CARL RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Palaeozoicum. Jahrb. der österr. geol. Reichsanst. 60, 1910, H. 3, S. 565 und 566.

- |                                    |                                      |
|------------------------------------|--------------------------------------|
| <i>Coeloceras Desplacei</i> ORB.   | <i>Lytoceras cornucopia</i> YOUNG    |
| <i>Coeloceras subarmatum</i> YOUNG | u. BIRD.                             |
| u. BIRD u. Var.                    | <i>Lytoceras funiculum</i> DUM.      |
| <i>Coeloceras commune</i> SOW.     | <i>Lytoceras sepositum</i> MENEGH.   |
| <i>Erycites Reussi</i> HAUER.      | <i>Lytoceras Cereris</i> MENEGH.     |
| <i>Phylloceras Spadae</i> MENEGH.  | <i>Lytoceras spirorbe</i> MENEGH.    |
| <i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT | <i>Lytoceras Capellinii</i> BETTONI. |
| u. Var.                            | <i>Lytoceras rubescens</i> DUM.      |
| <i>Phylloceras Emeryi</i> BETTONI. | <i>Hammatoceras Bonarelli</i>        |
| <i>Phylloceras frondosum</i> REIN. | PARISCH u. VIALE.                    |
| <i>Phylloceras heterophyllum</i>   | <i>Hammatoceras insigne</i>          |
| SOW.                               | SCHÜBL.                              |
| <i>Phylloceras Borni</i> PRINZ.    | <i>Aptychus</i> div. spec.           |
| <i>Lytoceras dorcade</i> MENEGH.   | <i>Posidonia Bronni</i> VOLTZ.       |

Unter den angeführten Arten zeichnen sich besonders *Hildoceras bifrons* BRUG. und *Hildoceras Mercati* HAUER durch ihre Häufigkeit aus.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

*Hildoceras bifrons* BRUG. und Varietäten aus dem Oberlias von Leukas.

Fig. 1. Mit scharf ausgeprägter Lateralfurche (Talschlucht von Exanthia).

Fig. 2. Mit weit gestellten, stark hervortretenden Rippen und deutlicher Lateralfurche (Anavrysada).

Fig. 3. Mit schwächeren, enger gestellten Rippen und schwächerer Lateralfurche (nördlich von Kavalos).

Die paläontologische Bearbeitung der jurassischen Faunen Griechenlands bildet den zweiten Teil meiner in der Palaeontographica erscheinenden Monographie der mesozoischen Faunen Griechenlands.

Die Zusammensetzung der oberliassischen Fauna Griechenlands bleibt sich, ebenso wie die petrographische Beschaffenheit der sie führenden Gesteine, überall gleich, sei es nun in Epirus, in Akarnanien, auf den Ionischen Inseln oder in der Argolis.

Die hier gesammelten Arten sind durchweg typische Vertreter des Oberlias; die hellenische Oberliasentwicklung erinnert sehr an die der Apenninenhalbinsel und der Lombardei.

Oberliassische Ammoniten von absolut gleicher Erhaltung liegen mir zum Beispiel von La Rochetta bei Arcevia im zentralen Apennin vor. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich auch bei den von demselben Fundort stammenden Arten des unteren Doggers.

Eine subtilere Zonengliederung konnte im griechischen Oberlias in Anbetracht der sich gleichbleibenden petrographischen Beschaffenheit vorerst nicht vorgenommen werden.

Die wichtigsten Aufschlüsse des oberen Lias von Leukas, die zugleich überhaupt die fossilreichsten Ablagerungen dieses Alters in Griechenland repräsentieren, liegen am Südhang des Stavrotasmassivs und erstrecken sich hier vom Agrapidokampos oberhalb H. Paraskevi vorüber bis Anavrysada.

Ein weiteres nicht weniger fossilreiches und ausgedehntes Vorkommen beginnt nördlich von Asprogerakata und Kavalos und folgt dem schon erwähnten Dachsteinkalkzug in der Richtung auf Phryni.

Oberliassische Ablagerungen erfüllen ferner die Talschlucht zwischen Exanthia und Kalamitsi, während von mehr lokalisierten Fundorten noch Amurati und das Vorkommen auf der Höhe der Elati westlich von Neochori zu nennen wären.

Die dunkel gefärbten, meist schwarzen Posidonienschiefer des Oberlias, die auf Korfu, in Epirus und in Akarnanien die eben skizzierten Oberliasbildungen ersetzen können, sind auf Leukas noch nicht bekannt.

3. Über dem Oberlias folgen in der Regel dünne Kalkschichten, meist von ähnlicher konkretionärer Struktur. Sie sind weiß, hellgrau, hellgelblich, stellenweise auch rötlich gefärbt.

Diese Bildungen, die die beiden Zonen des unteren Doggers, die Zone des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae*, vertreten, werden gleichfalls durch eine, wenn auch nicht ganz so reiche Ammonitenfauna charakterisiert, aus der ich zum Belege einige der wichtigsten Arten herausgreife, wie:

<i>Parkinsonia</i> ( <i>Tmetoceras</i> )	<i>Dumortieria evolutissima</i>
<i>Hollandae</i> BUCKMAN.	PRINZ mut. <i>multicostata</i>
<i>Parkinsonia</i> ( <i>Tmetoceras</i> )	PRINZ
<i>scissa</i> BENECKE.	<i>Dumortieria radians</i> BUCK-
<i>Dumortieria Dumortieri</i>	MAN.
THIOLL.	

<i>Dumortieria evolutissima</i> PRINZ.	<i>Erycites gonionotus</i> BEN.
<i>Dumortieria insignisimilis</i> BRAUNS.	<i>Erycites intermedius</i> PRINZ.
<i>Dumortieria Lessbergi</i> BRANCO.	<i>Coeloceras modestum</i> VACEK.
<i>Dumortieria radiosa</i> SEEBACH.	<i>Coeloceras norma</i> DUM.
<i>Harpoceras laeviusculum</i> SOW.	<i>Lytoceras ophioneum</i> BENECKE.
<i>Harpoceras opalinum</i> REIN.	<i>Phylloceras ultramontanum</i> ZITTEL.
<i>Harpoceras fluitans</i> DUM.	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT
<i>Harpoceras Aalense</i> ZIETEN.	var. <i>altisulcata</i> PRINZ.
<i>Harpoceras Murchisonae</i> SOW.	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT
<i>Hammatoceras Lorteti</i> DUM.	var. <i>mediojurassica</i> PRINZ.
<i>Hammatoceras Alleoni</i> DUM.	<i>Phylloceras perplanum</i> PRINZ.
<i>Hammatoceras procerinsigne</i> VACEK.	<i>Phylloceras Boeckhi</i> PRINZ.
<i>Erycites involutus</i> PRINZ.	<i>Phylloceras Frechi</i> PRINZ.
<i>Erycites fallax</i> BEN.	<i>Phylloceras Loczyi</i> PRINZ.
	<i>Phylloceras baconicum</i> HANTKEN.

In Anbetracht der Gleichartigkeit der petrographischen Entwicklung konnte eine Trennung der beiden unteren Doggerzonen in Griechenland bis jetzt nicht durchgeführt werden.

Die griechische Fauna des unteren Doggers erinnert in erster Linie an diejenige des Kaps San Vigilio im Gardasee.



Fig. 4.

*Coeloceras norma* DUMORTIER aus dem unteren Dogger der Insel Leukas (Anavrysada).

Die Rippen der inneren Windungen sind bei dem etwas evoluteren Original DUMORTIERS ein wenig enger gestellt. Die äußere Windung des leukadischen Stückes ist seitlich verdrückt.

Viele der zitierten Arten treten auch sonst im unteren Dogger der Südalpen, des Bakony, Südfrankreichs und der Apenninen auf. Auf die große Ähnlichkeit der Erhaltung zwischen griechischen und gewissen apenninischen Stücken habe ich bereits hingewiesen.



4. Über diesen Bildungen des unteren Doggers folgen in der Regel dünngeschichtete, helle Kalke, öfters in Wechselagerung mit Kiesellagen, denen dann der in der ganzen Ionischen Zone weit verbreitete Posidonienführende Hornsteinkomplex des obersten Bajocien und Bathonien auflagert.

Die auf Korfu und in Epirus unmittelbar darunter liegenden Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum* sind auf Leukas noch nicht bekannt.

Der besagte Posidonienführende Hornsteinkomplex besteht aus dünngeschichteten, meist grau gefärbten Hornsteinplatten, deren Schichtflächen mit plattgedrückten Posidonien bedeckt sind.

Man kann in der Hauptsache zwei Arten unterscheiden, einen gröber- und einen feingestreiften Typus, und zwar dürfte es sich hierbei um *Posidonia alpina* GRAS. und um *Posidonia Buchi* ROEMER handeln.

Die Posidonien-Schichten der Ionischen Zone sind zunächst mit den zeitlich äquivalenten Südtiroler- und sizilianischen Posidoniengesteinen zu vergleichen. Ihr genauer Horizont ist stellenweise in Hellas sicher definiert, z. B. an zwei klaren Aufschlüssen auf Korfu und in dem dieser Insel gegenüberliegenden epirotischen Küstengebiet, wo sie konkordant über den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum* folgen, d. h. mit der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* beginnen.

Die obere Grenze der reinen Hornsteinplattenentwicklung ist noch nicht festgelegt; die Hornsteine dürften als eine Bildung des tiefen Meeres trotz ihres nicht allzu großen Vertikalumfanges noch den Bathonien und wohl auch Teile des Malms mitumfassen.

Im gegenüberliegenden Akarnanien treten in lithologisch gleichen Hornsteinplatten auch Lagen auf, die vollständig aus Aptychen zusammengesetzt erscheinen.

Die Hornsteinplatten erliegen nun leicht der Verwitterung und zerfallen in einen äußerlich gelb oder gelbbrot gefärbten Gesteinsschutt. Schon von weitem leuchten daher die jurassischen Hornsteinschichten aus der Umgebung der eintönig grauen Kalkgebirge heraus und bieten so einen leicht kenntlichen und charakteristischen, wichtigen Leithorizont.

Die petrographische Beschaffenheit der bisherigen Schichtenglieder spricht im allgemeinen für ein fortschreitendes, wenn auch durch kleinere Schwankungen unterbrochenes Tieferwerden des Meeres. Das Maximum der Meerestiefe wurde wohl zur Zeit der reinen Hornsteinplattenentwicklung erreicht.



Auf Leukas selbst sind die Posidonien-Hornsteinplatten des Doggers weniger verbreitet; größere Komplexe habe ich nur von weitem an den Südwesthängen des Skaruswaldes beobachtet, und auch hier scheinen sie schon stark von der späteren Zerstörung und Verwitterung mitgenommen zu sein.

Nach oben zu gehen nun die Hornsteinplatten durch Aufnahme von eingeschalteten hellen Plattenkalken und Kalkschiefern in einen Komplex dieser drei Facieselemente über, indem die einzelnen Glieder in reger Aufeinanderfolge abwechseln.

Bisweilen gewinnen auch hier die Hornsteine die Oberhand und bilden kleinere Komplexe für sich.

Diese Bildungen, die der Kürze wegen nach einem charakteristischen Vorkommen auf Korfu mit dem zusammenfassenden Namen „Viglaskalke“ bezeichnet werden, herrschen zweifellos im ganzen oberen Jura und dauern wohl auch noch während der unteren Kreideepoche an.

Makroskopisch sichtbare Versteinerungen sind in dieser ganzen Schichtenserie selten. Bisweilen begegnet man einmal einem undeutlichen Ammonitenabdruck, häufiger sind schon Aptychen und an manchen Punkten auch Halobienartige Zweischaler, die sonst in einem petrographisch ähnlichen, oberjurassischen Hornsteinbänderkalk Dalmatiens, den sogenannten Lemesschichten, vorkommen und als *Aulacomyella problematica* FURLANI beschrieben werden.

Diese fossilführenden Bildungen, die ich von Korfu, Ithaka und Epirus kenne, habe ich auf Leukas noch nicht beobachtet.

Unter den Aptychen der oberjurassischen Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies der Ionischen Zone (Viglaes-Kalke) wären zu nennen:

<i>Aptychus lamellosus</i> PARK.	<i>Aptychus laevis</i> QUENST.
<i>Aptychus punctatus</i> VOLTZ.	<i>Aptychus obliquus</i> QUENST.
<i>Aptychus Beyrichi</i> OPPEL.	<i>Aptychus steraspis</i> OPPEL.
<i>Aptychus latus</i> OPPEL.	

Über dem Schichtenkomplex der Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies folgt dann der graue, dickgebankte oder massige Rudistenkalk von dem gewöhnlichen, etwas brecciösen Habitus.

Bisweilen wird, wie auf Korfu und in Epirus, aber scheinbar nicht auf Leukas, auch der Rudistenkalk noch durch die Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies vertreten.

Nach einer losen *Actaeonella*, die ich in der Gegend der Koitsaquelle aufsammlte, nach zu urteilen, treten auf Leukas auch *Actaeonellenkalke* auf, die wohl unter den eigentlichen Rudistenkalken liegen und nach J. PARTSCH auf Kephallenia in gleicher stratigraphischer Position eine erhebliche Verbreitung besitzen.

Der Rudistenkalk geht nach oben in den in der Regel mehr plattigen Nummulitenkalk über, der seinerseits das koncordante Liegende des eocänen Flysches darstellt.

Die Kalke enthalten bisweilen auch Hornsteineinschlüsse. In einem solchen grauen Kieselknollen habe ich beim Dorf H. Ilias gleichfalls Nummuliten beobachtet. Nummulitenführende Hornsteine sind mir ferner noch von Ithaka bekannt.

Der Rudistenkalk setzt auf Leukas in erster Linie die Halbinsel des Kaps Dukato zusammen. Unter den wichtigeren Aufschlüssen wären noch folgende Vorkommen zu nennen:

bei Vasiliki,  
westlich vom Dorf H. Ilias,  
zwischen H. Donatos und Paß *δοξώση ὁ θεός*,  
bei Kavalos,  
nordöstlich Spanochori.

Der Nummulitenkalk überlagert den Hippuritenkalk der Dukato-Landzunge auf der Westseite der Bai von Vasiliki und begleitet dann als langgestrecktes Band den Flyschzug H. Petros--Chortata auf seiner Westseite.

Sehr ausgedehnte Nummulitenkalkvorkommen finden sich ferner am Epano-Pyrgos und am Süd- und Ostabhang des flachgewölbten Bergrückens Elati. Nummulitenkalke wurden u. a. auch an folgenden Lokalitäten angetroffen:

Zwischen Katochori und Phterno, in der Umgebung vom Dorfe H. Ilias, am Wege *δοξώση ὁ θεός*—H. Donatos und bei Katuna.

Der Flysch, dessen Oberregion vermutlich bereits dem Oligocän angehört, nimmt ebenfalls noch am Aufbau der leukadischen Gebirge teil.

Zwischen Flysch und Neogen liegt dann eine stets deutlich hervortretende Diskordanz.

Unter den neogenen Ablagerungen sind besonders die von J. PARTSCH entdeckten miocänen Ablagerungen mit *Lucina* cf. *globosa* DUH. anzuführen, die nach diesem Autor etwa mit dem italienischen Schlier und den gleichalten miocänen Mergeln von Zante zu parallelisieren sein dürften.

Ferner weisen große miocäne *Clypeaster*, die in der Umgebung der Dörfer H. Ilias und Enkluvi gefunden werden, auf Leithakalke bzw. auf Leithakonglomerate hin.

Zu erwähnen wäre dann noch ein auf der Insel weit verbreiteter Gehängeschutt von vermutlich quartärem Alter.

Es handelt sich teils um lockeren Schutt der anstehenden mesozoischen Ablagerungen, teils sind die losen Gesteinsstücke auch wieder zu einem Breccienkalk verbunden. Dazwischen finden sich öfters Klippen (Erosionsklippen) anstehenden mesozoischen Gesteins oder aber auch stark zerfressene Kalke.

Ganz genau die gleichen Erscheinungen kehren auf der Inselmitte von Korfu und auf dem gegenüberliegenden Festland wieder und sprechen für eine gleichartige Entstehung der betreffenden Gebiete.

Bei einem Vergleich der hier in großen Zügen gegebenen stratigraphischen Übersicht der leukadischen Schichtenfolge mit den Ergebnissen von STEFANI zeigt es sich bereits, wie sehr die fortschreitenden Untersuchungen das von STEFANI geschaffene Bild der Insel, wie es uns seine geologische Übersichtskarte vorführt, umgestalten werden.

Die Gyroporeellenführenden Dachsteinkalke und Hauptdolomite werden von STEFANI teils als Kreidekalke, teils als mittleres Eocän kartiert; die richtigen Rudistenkalke z. B. am Kap Dukato sind auf seiner geologischen Karte als mittleres Eocän verzeichnet; den eocänen Flysch hält er, ebenso wie auf Korfu, für Miocän.

Die äußerst fossilreichen und charakteristischen Bildungen des Oberlias und unteren Doggers hat er vollständig übersehen, d. h. die älteste Formation, die er ausscheiden konnte, war die Oberkreide.

Der Nachweis der auf Leukas weit verbreiteten triadischen und jurassischen Bildungen ist das Hauptergebnis vorliegender Abhandlung. Meine Untersuchungen bezweckten, wie dies auch aus der bisherigen Besprechung hervorgeht, in erster Linie eine stratigraphische Gliederung der leukadischen Sedimente.

Nachdem ich dieses Ziel, wie ich wohl sagen darf, wenigstens in den Grundzügen erreicht habe, kann ich nunmehr auch der Untersuchung des Gebirgsbaues nähertreten.

Die Inselnatur an sich setzt hier den tektonischen Studien gewisse Schranken, da es sich ja nur um eine isolierte, aus dem Zusammenhang mit den benachbarten Gebirgsgliedern herausgerissene Scholle handelt.

Auf Leukas sieht die Sache auf den ersten Blick nicht so schlimm aus, da die Insel nur ein äußerlich losgelöstes Fragment des akarnanischen Festlandes darstellt.

Im Nordosten von Leukas und auf der die Brücke zum eigentlichen akarnanischen Gebirgsrumpf bildenden Halbinsel von Plagia ist die ursprüngliche Gebirgsstruktur jedoch zerstört oder durch jugendliche Ablagerungen verhüllt.

Die Rekonstruktion einer solchen Gebirgsruine läßt sich aber kaum vornehmen, wenigstens nicht ohne ganz genaues und eingehendes Studium der örtlichen Verhältnisse.

So fehlt vorerst der Zusammenhang mit dem nächst östlicheren Gebirgsabschnitt, was um so schwerer ins Gewicht fällt, als das Schichtstreichen und der Verlauf der Faltung etwa der Längsrichtung der südwestlichen Balkanhalbinsel folgt und auch der Schub der westgriechischen Decken, wie in der Olonos-Pindoszone, aus dem Osten kam.

Den Schlüssel zum Verständnis der leukadischen Tektonik gibt die Klarstellung der Lagerungsverhältnisse der Stavrotaskalke.

Hat man diesen Kernpunkt geklärt, so ergibt sich das übrige von selbst.

Die älteren mesozoischen Kalke des Stavrotasmassivs, d. h. also die Dachsteinkalke vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone, ziehen, wie erwähnt, in breitem Zuge vom Stavrotas bis zum Hügelland von Tsukalades.

Den Westfuß des Stavrotasmassivs begleitet der Flyschzug H. Petros — Chortata, dessen Gesteine augenscheinlich südostwärts in das Innere des Gebirges unter die älteren Stavrotaskalke einfallen.

Der Dachsteinkalk des den Stavrotas nach Süden zu fortsetzenden Grates springt zungenförmig in das Flyschland vor, dessen Gesteine sich um sein Südende herum bis Syvros und Vurnikas erstrecken und hier unter gleichen Lagerungsverhältnissen an die Dachsteinkalke der Laïnakikette angrenzen.

Auf der Westseite des Flyschzuges tritt als Liegendes des Flysches der Nummulitenkalkzug Komilio — H. Petros — Ostküste der Vasilikibucht hervor. Er bildet mit unterlagerndem Rudistenkalk den Ostschenkel einer Aufwölbung, deren Westhälfte herabgebrochen ist. Dieser Abbruch entspricht der Steilküste des Sapphosruges.

Es handelt sich nun um die Frage, ob das Stavrotasmassiv einen Horst bildet, einen Horst, der sich gleichzeitig hob, während der Flysch absank, oder ob der Flysch den die Stavrotaskalke unterteufenden Sockel des Massives darstellt.

Für die Schollenstruktur spricht, daß Leukas im ganzen nur als stehengebliebene Scholle oder vielmehr als Horst zu betrachten ist, ferner der Höhenunterschied zwischen dem Flysch von Chortata und jenem beim Dorf H. Ilias oder vom Dachsteinkalk des Stavrotasmassivs und am Kap Lipsopyrgos. Dazu kommt ein deutlich ausgeprägter Längssprung östlich von Anavrysada und der etwa parallel verlaufende westliche Randbruch, die Kesselbrüche des Liwadis usw.

Die Schiebungshypothese wird ihrerseits durch die Abgrenzungs- und Lagerungsverhältnisse am West- und Süden des Stavrotaszuges und durch den Zusammenhang des Flyschzuges Chortata—H. Petros mit dem Flysch von Syvros und Vurnikas gestützt.

Ferner habe ich auf Korfu, im Pantokratormassiv, Schiebungen, allerdings mehr lokalen Charakters, nachgewiesen. Sollte sich ferner die Existenz einer Bumistodecke in Akarnanien bewahrheiten, so wären wohl ähnliche tektonische Erscheinungen auch auf Leukas zu erwarten.

Bevor ich jedoch nicht den West- und Südabhang des Stavrotasmassivs begangen und den Kontakt der Kalke mit dem Flysch untersucht habe, muß ich diese tektonische Frage offen lassen und mich mit dem einfachen Hinweis auf die beiden Erklärungsmöglichkeiten begnügen.

Es ist noch gar nicht einmal sicher, ob in der Grenzzone zwischen Flysch und Kalk der Dachsteinkalk direkt an den Flysch angrenzt, oder ob sich nicht noch jüngere mesozoische Ablagerungen dazwischen schieben. Außerdem sind mir auch die Lagerungsverhältnisse der jüngeren mesozoischen Bildungen des Stavrotasmassivs noch zu wenig bekannt.

Die Tektonik des Laïnaki- und Achradagebirges richtet sich nach der des Stavrotasmassivs.

J. PARTSCH hielt die Kalke der Dukatohalbinsel, wie die des Stavrotas für „obere Kalke“ und betrachtete beide als eine Auflagerung auf dem tieferen Flysch (Macigno).

Was die Zeit der tektonischen Vorgänge, d. h. der Falten- und Deckenbildung, im westlichen Griechenland anlangt, so habe ich bereits bemerkt, daß hier Flysch und Neogen durch eine scharf ausgeprägte Diskordanz geschieden werden, wie dies auch von früheren Forschern bereits festgestellt war.

Nach den letzten, wohl in die Oligocänzeit fallenden Absätzen des Flysches trat eine Periode starker Faltung ein, in welcher die wichtigsten Aufwölbungen, die meist nach Westen liegenden Falten und Decken, entstanden.

Zur Miocänzeit erfolgten wieder marine Niederschläge.



Die griechischen Falten und Decken entstanden in der Pause zwischen den Absätzen des Flysches und den ältesten Bildungen des griechischen Miocäns.

Es sei hierzu erwähnt, daß man die Entstehung der alpinen Decken heute ins Miocän verlegt.

Zu Ende des hellenischen Pliocäns fand abermals eine Faltung statt, bei der auch die Decken mit ihrer Flyschunterlage zusammengefaltet wurden.

Die levantinischen Melanopsidenmergel Akarnaniens sind jedenfalls noch von der Faltung betroffen, ebenso wie die Pliocänbildungen der Insel Korfu.

In Attika und auf den Kykladen ist das Neogen dagegen nur wenig aufgewölbt; im Eurotastal, im zentralen Peloponnes, liegt es vollkommen flach.

Schließlich zeichnete dann die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode mit scharfem Griffel die Grundzüge und das Relief der heutigen Gebirgs- und Landschaftsformen, womit jedoch nicht gesagt sein soll, daß nicht auch schon während der Faltungen die Bruchbildung bereits begonnen hat.

Angaben über Leukas finden sich in mehreren meiner früheren Abhandlungen. Ich führe hier die betreffenden Publikationen in chronologischer Reihenfolge an:

- 1905: Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Zentralbl. f. Min. 1905, Nr. 9, S. 259—264.
- 1905: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 213—301.
- 1906: Zur Kreide- und Eocänentwicklung Griechenlands. Zentralbl. f. Min. 1906, Nr. 17, S. 541—549.
- 1906: Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Vortrag, X. Internat. Geologenkongreß Mexiko, Sept. 1906. Compt. rend, S. 197—209.
- 1906: Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. de l'Acad. d. sciences, Paris 1906, **143**, S. 708—710.
- 1906: Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. d. österr. geol. R.-A. 1906, **56**, S. 745—758.
- 1909: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Diese Zeitschr. 1909, **61**, S. 202—229.
- 1909: Zur Geologie Griechenlands. Habilitationsschrift, Breslau 1909.
- 1909: Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909. (4), IX, S. 249—273.
- 1910: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. d. österr. geol. R.-A. 1910, **60**, H. 3, S. 421—636.
- 1911: Neue geologische Forschungen in Griechenland. Zentralbl. f. Min. 1911, Nr. 8, S. 255—261 und Nr. 9, S. 289—298.

Nach diesem allgemeinen Überblick gehe ich nunmehr zur speziellen Beschreibung der von mir zurückgelegten Reisewege über.



Strecke 1.

Von Leukas über Tsukalades—Kavalos nach Karya.

Von Leukas bis an den Gebirgsrand bei Phryni durchschreitet man angeschwemmtes Land, das mit schönem, altem Ölwald bestanden ist.

Der Steilabbruch des Gebirges bei Phryni besteht aus Breccien und Gehängeschutt des Dachsteinkalkes. Weiterhin führt die Straße und später der Reitpfad in anstehendem Dachsteinkalk nach Tsukalades und biegt dann nach Süden um.

Nach der Paßhöhe im Süden von Tsukalades gelangt man aus den dickgebankten, weißen Kalken in den überlagernden Oberlias.



Fig. 5a.



Fig. 5b.

*Hildoceras Mercati* HAUER aus dem Oberlias der Insel Leukas  
(nördlich Kavalos).

Der Oberlias besteht hier, wie gewöhnlich im westgriechischen Lias, aus den roten, tonigen Knollenkalken und Mergeln mit *Posidonia Bronni* VOLTZ und einer reichen Ammonitenfauna. Es handelt sich auch hier wieder um die bekannten Arten (vergl. S. 282 u. 283), unter denen wenigstens einige der wichtigsten hervorgehoben seien:

<i>Hildoceras Mercati</i> HAUER.	<i>Hildoceras serpentinum</i> REIN.
<i>Hildoceras Erbaense</i> HAUER.	<i>Coeloceras subarmatum</i>
<i>Hildoceras Escheri</i> HAUER.	YOUNG u. BIRD.
<i>Hildoceras Lilli</i> HAUER.	<i>Coeloceras crassum</i> PHIL.
<i>Hildoceras bifrons</i> BRUG.	<i>Coeloceras Desplacei</i> ORB.
<i>Hildoceras Levisoni</i> SIMPSON.	<i>Coeloceras annulatum</i> SOW.
<i>Hildoceras rheumatisans</i> DUM.	<i>Coeloceras anguinum</i> REIN.
<i>Hildoceras comense</i> BUCH.	<i>Coeloceras commune</i> SOW.
<i>Hildoceras Bayani</i> DUM.	<i>Coeloceras pettos</i> QUENST.
<i>Hildoceras quadratum</i> HAUG.	<i>Coeloceras Mortiletti</i> MENEGH.

<i>Coeloceras fibulatum</i> SOW.	<i>Haugia Eseri</i> OPPEL.
<i>Harpoceras subplanatum</i> OPPEL.	<i>Hammatoceras insigne</i> SCHÜBL.
<i>Harpoceras bicarinatum</i> ZIETEN.	<i>Lytoceras cornucopia</i> YOUNG u. BIRD.
<i>Harpoceras falciferum</i> SOW.	<i>Lytoceras dorcade</i> MENEGH.
<i>Harpoceras discoides</i> ZIETEN.	<i>Lytoceras Cereris</i> MENEGH.
<i>Harpoceras striatulum</i> SOW.	<i>Lytoceras sepositum</i> MENEGH.
<i>Harpoceras toarcense</i> ORB.	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT u. Var.
<i>Harpoceras radians</i> REIN.	<i>Phylloceras Spadae</i> MENEGH.
<i>Harpoceras pectinatum</i> MENEGH.	<i>Phylloceras heterophyllum</i> SOW.
<i>Haugia variabilis</i> SOW.	<i>Phylloceras Borni</i> PRINZ.
<i>Haugia navis</i> DUM.	

Die Ammoniten aus dem Oberliaszug von Kavalos zeichnen sich durch eine besonders günstige Erhaltung aus.

Als Zwischenschicht schiebt sich hier zwischen die roten, tonigen und knolligen Schichten des Oberlias und die älteren hellen Kalkmassen eine an Geröllbreccien erinnernde Brachiopodenlage. Die Arten sind nur schlecht erhalten, dürften aber im allgemeinen zu der Fauna der äquivalenten westgriechischen Bildungen gehören.

Diese breccienartige Schicht, die vermutlich hier auf Flachsee hindeutet, wird durch ein geringmächtiges Zwischen- glied plattiger Kalke von den eigentlichen roten, oberliassischen Sedimenten getrennt.

Die roten Schichten können wechselweise auch durch graue oder gefleckte Bildungen von gleicher petrographischer Beschaffenheit ersetzt werden.

Der darüber folgende untere Dogger (Zonen des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae*) zeigt eine ähnliche lithologische Entwicklung, ist jedoch grau oder weiß gefärbt.

Auch der untere Dogger hat zahlreiche bezeichnende Arten geliefert, zum Beispiel (vergl. weiter die Liste S. 284 u. 285):

<i>Dumortieria Dumortieri</i> THIOLL.	<i>Tmetoceras scissum</i> BENECKE.
<i>Dumortieria evolutissima</i> PRINZ.	<i>Tmetoceras Hollandae</i> BUCKMAN.
<i>Dumortieria evolutissima</i> PRINZ mut. <i>multicostata</i> PRINZ.	<i>Harpoceras opalinum</i> REIN.
<i>Dumortieria insignisimilis</i> BRAUNS.	<i>Harpoceras laeviusculum</i> SOW.
	<i>Harpoceras fluitans</i> DUM.
	<i>Harpoceras Aalense</i> ZIETEN.
	<i>Harpoceras Murchisonae</i> SOW.

<i>Coeloceras modestum</i> VAC.	<i>Lytoceras ophioneum</i> BEN.
<i>Erycites fallax</i> BEN.	<i>Phylloceras Loczyi</i> PRINZ.
<i>Erycites gonionotus</i> BEN.	<i>Phylloceras perplanum</i> PRINZ.
<i>Erycites involutus</i> PRINZ.	<i>Phylloceras Frechi</i> PRINZ.
<i>Erycites intermedius</i> PRINZ.	<i>Phylloceras Boeckhi</i> PRINZ.
<i>Hammatoceras Lorteti</i> DUM.	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉB.
<i>Hammatoceras Alleoni</i> DUM.	var. <i>altisulcata</i> PRINZ.
<i>Hammatoceras procerinsigne</i> VAC.	<i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT
	var. <i>mediojurassica</i> PRINZ.

In höherem Niveau folgen dann wieder Hornsteine und hornsteinreiche Plattenkalke.

Der Weg nach Kavalos führt weiterhin annähernd im Streichen des Oberlias (bzw. unteren Doggers), der hier von den übrigen höheren Schichtenbändern begleitet wird. Streichen N 30—40 West; Fallen mehr oder minder steil nach NO.

Der Pfad biegt dann nach Osten zu in die jüngeren, jurassischen und cretacischen Bildungen ein. Aus der oberjurassischen Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfacies wurde hier *Aptychus lamellosus* PARK. erhalten.

Bei Kavalos selbst findet sich bereits Hippuritenkalk.

Auf dem Wege von Kavalos zur Fahrstraße bei Spanochori stehen Sandsteinplatten an (N 35 W, Fallen 45° nach O), die von feinen Konglomeraten, die in grobe Konglomerate übergehen, überlagert werden. Das Neogen bildet möglicherweise eine Mulde.

Zu erwähnen ist noch das bei Kukuena (etwa 20 Minuten östlich von Kavalos gelegen) von J. PARTSCH angegebene Vorkommen miocäner Ablagerungen. In den grauen, miocänen Mergeln kommen häufig große Lucinen vor (nach PARTSCH *Lucina* cf. *globosa* DUH.). Einige dieser Lucinen wurden mir auch von den Einwohnern von Kavalos übergeben; den Fundort selbst habe ich nicht kennen gelernt.

Von Spanochori weiter bis Karya benutzten wir die direkt von Leukas nach Karya führende Kunststraße.

Die Fahrstraße von Leukas nach Karya führt südlich der Stadt durch das mit Ölbald bestandene angeschwemmte Land. Weiterhin steigt die Straße in den quartären Gehängeschutt-ablagerungen und Breccienkalken (bisweilen ein Mittelding zwischen Breccie und Konglomerat), z. T. aber auch in tertiären Bildungen, wie graugelben, kalkhaltigen Sandsteinen oder Mergelkalken, aufwärts bis zur Paßhöhe von Spanochori und senkt sich dann ein wenig zu diesem Dorf. Es handelt sich um dieselben jugendlichen Bildungen, die ich auch auf der

Ostseite der westakarnanischen Gebirge und auf der Inselmitte von Korfu in typischer Entwicklung kennen gelernt habe.

Etwa auf der Hälfte des Anstieges zwischen der Ebene von Leukas und dem Dorf Spanochori wurden stark angegriffene und zerfressene Reste von Dachsteinkalk und den roten Oberliasbildungen beobachtet.

Etwas weiter oberhalb kehren die schon erwähnten gelben, wohl neogenen Sandsteine wieder, während kurz vor der Paßhöhe flyschartige Gesteine anstehen.

Etwa 1 km nordöstlich von Spanochori wurde auch Hippuritenkalk beobachtet.

Vor Karya ist die Straße an den steilen Hängen in die flyschartigen Gesteine eingegraben; daselbst fand ich lose Brocken von Nummulitenkalk.

Nördlich von Karya leuchtet aus der Schlucht bei den Mühlen ein weißes Gipslager herauf, während unter dem Dorfe wieder zerfressener Kalk vorkommt, wie er auch für die Inselmitte von Korfu charakteristisch ist. Sonst steht das Dorf inmitten von rezenten lockeren Schuttanhäufungen.

#### Strecke 2.

Von Karya über Enkluvi—H. Donatos—Paß *δοξώση ὁ θεός*—H. Ilias—Sylvros nach Vasiliki.

Von Karya führt der Weg längs des Steilabfalles des H. Ilias-Berges über dem Liwadi hin, und zwar zuerst im Dachsteinkalk oder dessen Gehängeschutt und dann in weißem, grauem bis braungrauem Dolomit, der den H. Ilias-Berg (1012 m) zusammensetzt.

Die quartären und neogenen Bildungen, die auf der Route von Leukas nach Karya beobachtet wurden, setzen sich unten im Liwadi fort, das zweifellos einen Einbruch darstellt. Nach PARTSCH besteht der Boden dieses Kesseltales z. T. aus blauem Neogenmergel. Auch am Abhang des H. Ilias finden sich noch Spuren von Neogen.

Bis Enkluvi und hinauf bis zur Höhe bei H. Donatos bleibt man ständig im Dolomit, der, wie man von oben aus sieht, den nördlich von Enkluvi gelegenen Gipfel H. Ilias aufbaut.

Der Dolomit gleicht in seiner petrographischen Beschaffenheit und seinen Verwitterungsformen vollkommen dem alpinen Hauptdolomit, sowie dem äquivalenten Dolomit des Pantokratormassivs auf Korfu. Kurz vor H. Donatos gelangt man wieder in Dachsteinkalk und bei H. Donatos selbst in stark

angegriffenen roten Oberlias und Plattenkalk. Etwas nördlich von H. Donatos findet sich bei der Lokalität Dekatiés ein Überlagerungsrest der Ammonitenschichten, aus dem zahlreiche, wohlerhaltene Ammoniten aus den Zonen des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae* vorliegen. Es handelt sich um dieselben Typen, die auch nördlich von Kavalos und Asprogerakata oder am Südabhang des Stavrotasmassivs vorkommen.

Von H. Donatos nach Süden zu führt der Weg auf dem Plateau des Stavrotasmassivs weiter. Die Zertrümmerung und Zerstückelung des Gebirges ist hier schon hochgradig vorge-schritten.



Fig. 6.

*Lytoceras dorcade* MENEGH. aus dem Oberlias der Insel Leukas (Anavrysada).

Man geht zunächst durch Hornsteinschutt und betritt dann Flysch, der einen großen Teil der Hochfläche einnimmt.

Der am Südrand des Plateaus sich erhebende randliche Höhenzug wird im *δοξώση ὁ θεός*-Paß überwunden. Der Flysch reicht fast bis zum Paß herauf und ist namentlich in einer etwas östlicheren Schlucht gut aufgeschlossen. Kurz vor dem Anstieg zum Paß wurde westlich des Weges auch Nummuliten- und Hippuritenkalk beobachtet. Auf der Paßhöhe selbst steht etwas Plattenkalk an; der steile Südhang des Massivs besteht jedoch aus Dachsteinkalk.

Vielfach ist das Grundgebirge von Kalkschutt, bisweilen auch von Hornsteinschutt überdeckt.

Beim Abstieg vom *δοξώση ὁ θεός*-Paß gelangt man etwa auf halbem Wege zwischen Paß und Dorf H. Ilias in die roten Mergel und Knollenkalke des Oberlias, als Überlagerung der weißen bis in die Obertrias hinabgehenden Kalkmassen des Stavrotasmassivs.



In etwas höherem Niveau finden sich auch hier Plattenkalke mit roten Hornsteinschnüren. Streichen N 45 O; Fallen 45° nach O.

Eine hervorragende Entfaltung zeigt der obere Lias und untere Dogger jedoch etwas weiter gegen H. Ilias zu bei der Lokalität Anavrysada, und zwar oben am westlichen Hang kurz bevor der Weg aus der Talschlucht heraustritt und sich zum Dorf H. Ilias hinüberwendet.

Der Oberlias besteht hier wieder aus roten, gelblichgrauen oder gefleckten, tonigen Knollenkalken und Mergeln, die neben *Posidonia Bronni* VOLTZ eine reiche Ammonitenfauna geliefert haben.

Die leukadischen Vorkommen des Oberlias und unteren Doggers sind überhaupt die reichsten oberliassischen bzw. mitteljurassischen Lagerstätten Griechenlands, nicht nur was Individuenmenge, sondern auch was Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Faunen anlangt. Die oberliassische Tierwelt von Anavrysada und überhaupt des weitausgedehnten Aufschlusses am Südhang des Stavrotasmassives besteht im wesentlichen aus folgenden Typen:

<i>Coeloceras commune</i> SOW.	<i>Hammatoceras insigne</i>
<i>Coeloceras subarmatum</i> YOUNG	SCHÜBL.
u. BIRD.	<i>Hammatoceras Bonarellii</i>
<i>Coeloceras fibulatum</i> SOW.	PARISCH u. VIALE.
<i>Coeloceras annulatum</i> SOW.	<i>Paroniceras sternale</i> BUCH.
<i>Coeloceras anguinum</i> REIN.	(Ungekielte Varietät.)
<i>Coeloceras pettos</i> QUENST.	<i>Haugia variabilis</i> ORB.
<i>Coeloceras Desplacei</i> ORB.	<i>Haugia navis</i> DUM.
<i>Coeloceras crassum</i> PHIL.	<i>Haugia Ogerieni</i> DUM.
<i>Coeloceras crassum</i> PHIL. mut.	<i>Haugia Eseri</i> OPPEL.
<i>mutabilecostata</i> PRINZ.	<i>Hildoceras Saemanni</i> DUM.
<i>Coeloceras subarmatum</i> YOUNG	<i>Hildoceras Mercati</i> HAUER.
u. BIRD var. <i>evoluta</i> QUENST.	<i>Hildoceras comense</i> BUCH u.
<i>Coeloceras subanguinum</i>	Var.
MENEGH.	<i>Hildoceras nodosum</i> HANTKEN.
<i>Coeloceras Mortiletti</i> MENEGH.	<i>Hildoceras bifrons</i> BRUG. u.
<i>Coeloceras Linæ</i> PARISCH u.	Var.
VIALE.	<i>Hildoceras Levisoni</i> SIMPS.
<i>Coeloceras aculeata</i> PARISCH	<i>Hildoceras Lilli</i> HAUER.
u. VIALE.	<i>Hildoceras Chelussii</i> PARISCH
<i>Coeloceras Gemma</i> BONAR.	u. VIALE.
<i>Erycites Reussi</i> HAUER.	<i>Hildoceras Narbonnense</i>
	BUCKMAN.



- |                                      |                                     |
|--------------------------------------|-------------------------------------|
| <i>Hildoceras quadratum</i> HAUG.    | <i>Harpoceras discoides</i> ZIETEN. |
| <i>Hildoceras serpentinum</i> REIN.  | <i>Harpoceras radians</i> REIN.     |
| <i>Hildoceras Escheri</i> HAUER.     | <i>Harpoceras antiquum</i> WR.      |
| <i>Hildoceras Erbaense</i> HAUER.    | mut. <i>Normaniana</i> ORB.         |
| <i>Hildoceras Tirolense</i> HAUER.   | <i>Phylloceras frondosum</i> REIN.  |
| <i>Hildoceras Bayani</i> DUM.        | <i>Phylloceras Emeryi</i> BETT.     |
| <i>Hildoceras rheumatisans</i> DUM.  | <i>Phylloceras Borni</i> PRINZ.     |
| <i>Hildoceras Caterinae</i> PARISCH  | <i>Phylloceras heterophyllum</i>    |
| u. VIALE.                            | SOW.                                |
| <i>Hildoceras boreale</i> SEEBACH.   | <i>Phylloceras Spadae</i> MENEGH.   |
| <i>Arietoceras algovianum</i> OPPEL. | <i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT. |
| <i>Harpoceras pectinatum</i>         | <i>Phylloceras Nilssoni</i> HÉBERT  |
| MENEGH.                              | var. <i>selinoidea</i> MENEGH.      |
| <i>Harpoceras bicarinatum</i>        | <i>Lytoceras funiculum</i> DUM.     |
| ZIETEN.                              | <i>Lytoceras rubescens</i> DUM.     |
| <i>Harpoceras subplanatum</i>        | <i>Lytoceras Cereris</i> MENEGH.    |
| OPPEL.                               | <i>Lytoceras dorcade</i> MENEGH.    |
| <i>Harpoceras fallaciosum</i>        | <i>Lytoceras spirorbe</i> MENEGH.   |
| BAYLE.                               | <i>Lytoceras sepositum</i> MENEGH.  |
| <i>Harpoceras falciferum</i> SOW.    | <i>Lytoceras cornucopia</i> YOUNG   |
| <i>Harpoceras striatulum</i> SOW.    | u. BIRD.                            |
| <i>Harpoceras Toarcense</i> ORB.     | <i>Lytoceras Capellinii</i> BETT.   |
| <i>Harpoceras Strangwaysi</i> SOW.   | <i>Posidonia Bronni</i> VOLTZ.      |

Es ist also wieder dieselbe faunistische Vertretung, die überall den griechischen Oberlias charakterisiert, der sich ja in vieler Hinsicht dem Oberlias der Südalpen, der Apenninen und des Bakony anschließt.

In etwas höherem Niveau finden sich an dem langgestreckten Aufschluß bei Anavrysada und am Südabhang des Stavrotasmassivs weiße, dünngeschichtete Kalke oder auch wieder rötlich gefärbte, strukturell ähnliche Bildungen, die zahlreiche Arten des unteren Doggers geliefert haben, z. B.:

- |                                    |                                     |
|------------------------------------|-------------------------------------|
| <i>Erycites fallax</i> BEN.        | <i>Tmetoceras Hollandae</i>         |
| <i>Erycites gonionotus</i> BEN.    | BUCKMAN.                            |
| <i>Erycites intermedius</i> PRINZ. | <i>Dumortieria insignisimilis</i>   |
| <i>Erycites involutus</i> PRINZ.   | BRAUNS.                             |
| <i>Hammatoceras procerinsigne</i>  | <i>Dumortieria Dumortieri</i>       |
| VAC.                               | THIOLL.                             |
| <i>Hammatoceras Alleoni</i> DUM.   | <i>Dumortieria evolutissima</i>     |
| <i>Hammatoceras Lorteti</i> DUM.   | PRINZ.                              |
| <i>Coeloceras norma</i> DUM.       | <i>Dumortieria Lessbergi</i>        |
| <i>Coeloceras modestum</i> VACEK.  | BRANCO.                             |
| <i>Tmetoceras scissum</i> BEN.     | <i>Dumortieria radians</i> BUCKMAN. |

*Dumortieria radiosa* SEE-  
BACH.

*Dumortieria evolutissima*  
PRINZ mut. *multicostata*  
PRINZ.

*Harpoceras laeviusculum* SOW.

*Harpoceras fluitans* DUM.

*Harpoceras Aalense* ZIETEN.

*Harpoceras opalinum* REIN.

*Harpoceras Murchisonae* SOW.

*Lytoceras ophioneum* BEN.

*Phylloceras ultramontanum*  
ZITTEL.

*Phylloceras baconicum* HANT.

*Phylloceras Frechi* PRINZ.

*Phylloceras Boeckhi* PRINZ.

*Phylloceras Loczyi* PRINZ.

*Phylloceras perplanum* PRINZ.

*Phylloceras Nilssoni* HÉBERT

var. *mediojurassica* PRINZ.

*Phylloceras Nilssoni* HÉBERT

var. *altisulcata* PRINZ.

Es handelt sich also hier um Angehörige der beiden Zonen des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae*, die in Griechenland nicht gesondert ausgeschieden werden konnten.



Fig. 7.

*Harpoceras discoides* ZIETEN aus dem Oberlias der Insel Leukas (Anavrysada).

Die Fauna erinnert an die des Kaps San Vigilio im Gardasee, sowie an die apenninischen und ungarischen Faunen des unteren Doggers. Das Streichen dieser Bildungen ist etwa N 30—45° O; das Fallen ca. 45° nach W gerichtet, doch machen sich überall Störungen und Rutschungen bemerkbar.

Das Oberlias-Doggerband streicht vom Agrapidokampos über Paspalari—Buffofolia entlang dem Südabsturz des Massivs bis Anavrysada. Hier endet scheinbar dieses Oberlias-Doggerband und setzt sich nicht weiter nach Osten fort. Durch die

Talschlucht bei Anavrysada geht daher vermutlich eine Längsverwerfung hindurch, die sich auch weiter über den *δοξώση ὁ θεός*-Paß hinüber verlängern dürfte.

Auf der anderen Seite, d. h. im Osten dieser Verwerfung, findet sich noch eine weitere Fundstelle der jurassischen Ammoniten bei der Lokalität Amurati.



Fig. 8.

*Dumortieria evolutissima* PRINZ  
*mut. multicosata* PRINZ aus dem  
unteren Dogger der Insel Leukas  
(Anavrysada).



Fig. 9.

*Dumortieria Dumortieri* THIOLL.  
aus dem unteren Dogger der  
Insel Leukas (Anavrysada).

Auf dem weiteren Wege von Anavrysada nach H. Ilias, das bereits selbst im Flysch liegt, stehen Plattenkalke und Hornsteinlagen (ident mit der korfiotischen Viglaskalkentwicklung) an.

Das Streichen und Fallen ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen (N 35 W bis WO; Fallen nach S bis W).

Westlich vom Dorf H. Ilias wurde auch Nummulitenkalk angetroffen. Die Nummuliten finden sich hier nicht allein im Kalk, sondern auch in den dem Kalk eingelagerten grauen Hornsteinknollen, so z. B. südlich von H. Ilias. Abwärts nach Syvros senkt sich der Weg meist durch Kalkschutt und durch jugendliche, z. T. neogene Bildungen. Es wurden hier, ebenso wie in der Gegend von Enkluvi, einige lose *Clypeaster* aufgesammelt (*Clypeaster crassicosatus* AG., *Clypeaster grandiflorus* BRONN).

Die scheinbar konglomeratischen Ablagerungen, die diese miocänen *Clypeaster* enthalten, dürften im Alter den Leithakalken bzw. Leithakonglomeraten (eventuell auch den Helvétien) entsprechen.

Bei Syvros selbst findet sich Flysch.

Der Flysch von Syvros hängt mit der dem Westfuß des Stavrotasmassivs entlangstreichenden Flyschzone zusammen und zieht auch in entgegengesetzter Richtung nach Vurnikas, das ebenfalls im Flysch liegt, weiter.

Das Tal von Syvros ist, abgesehen von den Flyschgesteinen, mit Kalkbreccien und mit dem Schutt und Geröll der verschiedenen mesozoischen Schichten erfüllt. Unter anderem fanden sich auch Brocken von schwarzem Kalk (? karnischer Carditakalk).

Der untere Teil des Tales, oberhalb der Bai von Vasiliki, ist ein fruchtbarer, aus angeschwemmtem Boden bestehender Kampos.

Die westliche Talseite bei Ponti besteht aus Nummuliten- und Hippuritenkalk. Hinter dem Dorf Vasiliki stehen Breccienkalke an und ein Kalk, den ich vorläufig ebenfalls einmal dem Hippuritenkalk zuzähle.

Von unten gesehen, sieht es so aus, als ob am Südrand des Stavrotasmassivs eine große, etwa parallelogrammförmige Scholle herabgebrochen sei, auf der oben das Dorf H. Ilias, unten Syvros liegt.

### Strecke 3.

Von Vasiliki entlang der Küste über das Kap Lipsopyrgos nach der Syvota-Bucht.

Vom Bootshafen Vasiliki aus fuhr ich in einer Barke die Südküste der Insel ab bis zur Syvota-Bucht.

Das Gestade im Osten der Bucht von Vasiliki besteht anfangs aus weißem Kalk, wie es scheint, aus Dachsteinkalk, und dann weiter bis Kastri aus Kalkbreccien. Infolge des Seeganges war ein Anlanden unmöglich. In der Bucht von Ammusa stehen gelbliche, plattige Kalke mit Hornstein- und Schieferlagen an, also wohl höherer Jura (Viglaskalke).

Die Halbinsel des Kaps Lipsopyrgos besteht aus weißen, halbkristallinen Kalken mit Gyroporellen. Am Kap selbst ist der Kalk total von den Röhren dieser Gyroporellen durchsetzt. Es handelt sich um dieselben Kalke, die die Hochgipfel des Festlandes, wie den Bumisto und den Hypsili Koryphigipfel, bilden und die auch auf der Insel Leukas selbst, z. B. im Dachsteinkalkzug Tsukalades—Stavrotas, weit verbreitet sind.

Dieselben Kalke haben auch sonst einen erheblichen Anteil am Aufbau der Gebirge der Ionischen Zone, so auf Korfu, Ithaka, Kephallenia, in Epirus und in Akarnanien.

Die Gyroporellenführenden, obertriadischen Kalke streichen am Kap Lipsopyrgos Nord-Süd und fallen  $45^{\circ}$  nach Ost.

Die Gyroporellen gehören wohl in erster Linie zu *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL.

Bei der Weiterfahrt längs der Südküste von Leukas stehen bis zu der tief eingreifenden Syvota-Bucht dieselben weißen Dachsteinkalke (Dachsteinkalke vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone) an (Fallen Ost bis Südost).

Wir segelten von der Syvota-Bucht nach Arkudi hinüber, das ebenfalls aus Gyroporellenführendem, obertriadischem Kalk und älterem Dolomit besteht. Nach der Ausfahrt aus der Syvota-Bucht erhält man einen Ausblick auf die Ostseite der Ruda-Bucht. Hier stehen wieder gelbliche Plattenkalke mit Schiefer- und Hornsteinlagen an (also vermutlich Viglaskalke); darüber folgen östlich bis südöstlich fallende plattige bzw. auch dicker gebankte Kalke, also vielleicht Hippuriten- und Nummulitenkalk.

Von weitem lassen sich auf dieser südöstlichen Landzunge von Leukas Rutschungen innerhalb der angegebenen Schichten beobachten.

Die Ostküste der Bucht von Ruda, die ich allerdings nicht gesehen habe, dürfte aus Dachsteinkalk zusammengesetzt sein. Ob die Bildungen des Oberlias und Doggers, die hier bei normaler Lagerung zu erwarten wären, sich westlich von Poros oder am Ostrande der Bucht erhalten haben oder in deren Tiefe liegen, entzog sich meiner Beobachtung.

#### Strecke 4.

Von Vasiliki über Marantochori—Poros—Katochori—Phtherno—Alatro—Vurnikas nach Syvros.

Von Vasiliki bis Kontaraena führt der Pfad durch Flysch und hiermit abwechselnden Kalkbreccien. Hinter Kontaraena, etwa auf halbem Wege bis Marantochori, steht jedoch auf kurze Erstreckung hin Dachsteinkalk an. Es handelt sich jedenfalls um den nördlichen Rand der Kalke der Lipsopyrgoshalbinsel, die vermutlich längs eines Sprunges, der etwa mit der Linie Vasiliki—Kontaraena—Marantochori zusammenfallen dürfte, von den jüngeren Bildungen geschieden werden.

Die Hauptmasse dieser ganzen bis zum Kap Lipsopyrgos hinausziehenden Halbinsel des Sikero-Gebirges dürfte daher wohl dem Dachsteinkalk (im stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone) zuzuweisen sein.

Im Osten der Brücke vor Marantochori wurde wieder Rudistenkalk beobachtet.

Marantochori selbst zieht sich an den Hängen des Achrada-



Gebirges hinauf und liegt bereits wieder vollkommen im Dachsteinkalk, der die ganzen Gebirge im Osten von Marantochori und bei Evgiros zusammensetzt und, wie wir bei der Bootsfahrt vom Kap Lipsopyrgos nach der Syvota-Bucht gesehen haben, auch die Halbinsel zwischen diesen beiden Buchten erfüllt. Der Dachsteinkalk von Evgiros hängt jedenfalls nördlich der Skydi-Bucht mit den gleichen Kalken der Lipsopyrgos-halbinsel zusammen.

Von Marantochori bis zum Asimokampos folgen wir annähernd wieder der Grenze des Dachsteinkalkes des Achrada-Gebirges und der nördlich hiervon gelegenen jüngeren Ablagerungen. Am Nordrand des Asimokampos findet sich Rudistenkalk.

Von hier geht es über eine Höhe hinweg, hinauf zu der Straße, die von Vurnikas nach Poros führt, und zwar durchweg im Dachsteinkalk. Wir folgen dieser Straße bis Poros. In der Nähe der Panagia-Kapelle wurde etwas stark verworfener, plattiger Kalk beobachtet.

Der Dachsteinkalk enthält an dieser Strecke bisweilen Durchschnitte größerer Muscheln, die sich jedoch nicht aus dem harten Gestein herauslösen ließen. Die weißen, obertriadischen Kalkmassen (Dachsteinkalke vom stratigraphischen Umfang der Ionischen Zone) der Gebirge von Marantochori und Evgiros hängen daher östlich vom Asimokampos mit den gleichen, das Lainaki-Gebirge aufbauenden Kalken zusammen.

Vor Poros folgen wieder plattige Kalke mit Hornsteinlagen (Viglaskalke), und zwar meist in gestörter Lagerung, und dann Kalkbreccien. (Streichen etwa West-Ost, Fallen mit ca. 60° nach Süd).

Der Oberlias ist demnach infolge einer Verwerfung hier abgesunken; ich wies schon auf S. 303 darauf hin, daß er von Rechts wegen im Westen von Poros oder auf der Ostseite der Ruda-Bucht vorhanden sein müsse. In höherem Niveau finden sich bei Poros dann auch Rudistenkalke. Nach Poros selbst steigen wir nicht hinauf, sondern bleiben auf der Straße, die bis Katochori durch Flysch führt, der das nach Norden, zur Bucht von Vlichos hinunterziehende Tal erfüllt. (Streichen N 60 O; Fallen 45° nach W; aber mehrfach schwankend).

Etwa  $\frac{1}{4}$  Stunde südlich von Katochori kommen unter dem Flysch plattige, Nummulitenführende Kalke hervor.

Wir steigen von Katochori nach Westen zu in diesen Kalken zu der Höhe von Phterno hinauf.

Unterwegs zwischen Katochori und Phterno wurden gleichfalls Nummuliten aufgesammelt.



Oben bei Phterno finden sich Kalkbreccien und verwitterte Hornsteine. Von Phterno nach Alatro halten wir uns am Osthang der Laïnakikette (Fallrichtung Nordost) und treten etwas nördlich von Phterno in den Dachsteinkalk dieses Gebirges über, der gegen Alatro zu wieder von den höheren Bildungen überkleidet wird.

Auch hier wurde weder Oberlias, noch Dogger angetroffen, so daß sich also auch der schon westlich Poros beobachtete Sprung auf der Ostseite der Laïnakikette weiter nach Norden zu fortsetzt.

Weiterhin kommt eine erhebliche tektonische Störung hinzu, indem nämlich kurz vor Alatro Dachsteinkalk und Flysch gegeneinander abscheiden. Alatro liegt im Flysch, dessen Fallen und Streichen mit den eocänen Plattenkalken von Katochori übereinstimmt.

Ich habe schon früher die Vermutung ausgesprochen, daß die Dachsteinkalkmassen des Stavrotasmassivs als Decken auf dem Flysch aufruhon. Auch hier drängt sich von neuem diese vorläufig noch hypothetische Auffassung auf. Man müßte etwa annehmen, daß die Masse des Lipsopyrgos-Achrada-Laïnakizuges über den Korphi mit einer gleichfalls auf dem Flysch schwimmenden Masse des Stavrotas ursprünglich zusammenhing. In dem Zwischenraum zwischen Stavrotas und Laïnakigebirge wären die älteren mesozoischen Kalke heute bis auf Klippen (Überschiebungsklippen) durch Abtragung verschwunden.

Die Untersuchung dieser Deckenhypothese habe ich aber auf Leukas noch nicht abgeschlossen. Ich möchte hierbei bemerken, daß ich auch noch den Nummulitenkalk zur Überschiebungsscholle ziehe, so in den Olonos-Pindosdecken.

Der weitere Weg von Alatro nach Vurnikas überschreitet die Höhen zwischen diesen beiden Ortschaften, d. h. das den Laïnakizug mit dem Korphi verbindende Joch, das zugleich die Wasserscheide darstellt.

Man steigt anfangs im Flysch aufwärts und gelangt dann oben in Kalkbreccien. Diese Bildungen wechseln ab, so daß ihre Beschaffenheit manchmal an ein Gemenge von Kalkbreccie und Flysch erinnert.

Jenseits des Passes halten abwärts gegen Vurnikas zu die Kalkbreccien noch an; Vurnikas liegt im Flysch, der mit dem von Syros zusammenhängt und südostwärts unter die Kalke des Laïnakizuges einzufallen scheint.

Strecke 5.

Von Syvros über H. Ilias auf den Stavrotasgipfel;  
zurück über den Agrapidokampos—Anavrysada—  
H. Ilias nach Syvros.

Von H. Ilias überqueren wir, in westlicher Richtung schreitend, das im Osten des Stavrotas herabziehende Tal, an dessen Sohle Rudistenkalk beobachtet wurde. Beim Aufstieg zu dem vom Stavrotasgipfel nach Süden zu allmählich abfallenden Grat gelangt man zunächst in Dolomit, der jedenfalls mit dem Dolomit des Berges H. Ilias bei Enkluvi zu parallelisieren ist, und dann in den Dachsteinkalk, der den ganzen Rücken bis hinauf zum Hauptgipfel zusammensetzt. Dieser den Stavrotas nach Süden zu fortsetzende, aus Dachsteinkalk bestehende Grat springt wie eine Halbinsel in das Flyschvorland vor.

Oben auf dem zweigipfligen Stavrotas (der Kulminationspunkt 1141 m) zeigt der Kalk einen etwas brecciösen Habitus und erinnerte mich an die Kalke von Pelleka auf Korfu. Fossilien wurden darin nicht ermittelt. Der Abstieg erfolgte in nördlicher Richtung zu dem Hochtal Agrapidokampos, und zwar ebenfalls wieder in Dachsteinkalk.

Der Agrapidokampos und die von hier aus nach Südost zu herabfallende Schlucht Paspalari—Buffolia, die wir beim Aufstieg auf den Stavrotas westlich von H. Ilias gekreuzt hatten, ist wieder mit, im einzelnen ziemlich zertrümmerten, jurassischen Bildungen erfüllt. Leider wirkte die noch recht starke Schneebedeckung störend und vereitelte eine genauere Untersuchung.

Im östlichen bzw. nördlichen Teil des Agrapidokampos findet sich zunächst wieder das charakteristische Oberlias-Doggerband, das dann der vom Südostausgang des Agrapidokampos hinabziehenden, stark eingefurchten Talschlucht folgt, die ich bereits erwähnte.

Der Oberlias besteht hier aus den gleichen roten, tonigen Knollenkalken und Mergeln, die *Posidonia Bronni* VOLTZ und die schon öfters zitierte außerordentlich reiche Ammonitenfauna des Oberlias geliefert haben (vgl. S. 289 u. 299).

Darüber lagern die ähnlichen, nur meist grau oder weiß gefärbten Bildungen des unteren Doggers, die gleichfalls im Verlaufe dieses langgestreckten Aufschlusses zahlreiche bezeichnende Arten des unteren Doggers enthalten. Die Fauna habe ich ebenfalls schon des öfteren angegeben (vgl. S. 299 u. 300).

Die Oberlias-Doggerschichten streichen hier N 10 West und fallen 20° nach Ost. Die Schlucht Paspalari—Buffolia

dürfte durch die Erosion dieser weicheren, leichter abtragbaren Bildungen des Oberlias und Doggers entstanden sein.

In höherem Niveau finden sich auch hier zertrümmerte Hornsteine und hornsteinführende Plattenkalke, wie wir sie allenthalben aus den äquivalenten Horizonten der Ionischen Zone kennen. In dieser Region wurde ein loses Stück mit *Aptychus lamellosus* PARK. aufgesammelt.

Talabwärts folgt der Pfad dem Streichen der roten Mergelkalke und Knollenkalke, die überall durch ihren Fossilreichtum auffallen. Dann öffnet sich die Schlucht nach Süden zu, während unser Weg nach H. Paraskevi ostwärts abbiegt und am Südhang des Massivs weiterführt. Wir verlassen hier das Band des Oberlias und Doggers, das sich über uns am Hange hinzieht; aber in jedem herabziehenden Ravin macht sich seine Existenz durch zahlreiche Brocken des bezeichnenden roten Gesteins, z. T. noch mit schönen Ammoniten, bemerkbar.



Fig. 10.

*Phylloceras Nilssoni* HÉBERT aus dem Oberlias der Insel Leukas  
(Anavrysada).

[[Bei der Kapelle H. Paraskevi steht bereits wieder Rudistenkalk an, der mit den Rudisten- und Nummulitenkalken im Westen von H. Ilias zusammenhängen dürfte.

Wir steigen von H. Paraskevi zu dem weiter oben vorbeiziehenden Oberlias-Doggerband hinauf und folgen ihm bis zu der bereits in einem vorhergehenden Abschnitt beschriebenen reichen Fundstelle Anavrysada. Anavrysada liegt, wie gesagt, nordwestlich von H. Ilias, in der Nähe der Vereinigung zweier Talschluchten.

Die Fauna dieses vom Agrapidokampos bis Anavrysada durchstreichenden Oberlias-Doggerbandes ist auf S. 289—300 angeführt.

### Strecke 6.

Von Syvros über Ponti nach Kap Dukato; zurück über Athani.

Von Syvros nach Vasiliki und Ponti folgen wir der Chaussee. Von Ponti weiter nach Süden führt der Weg am Steilhang der Küste über der Bai von Vasiliki entlang. Die Halbinsel besteht aus Kalk, und zwar finden sich auf der Ostseite gegen die Bai von Vasiliki zu die mehr plattigen Nummulitenführenden Kalke, unter denen öfters die massigeren Rudistenkalke hervortreten, wie in Einschnitten usw. Etwa 4 km südlich Ponti fallen die Nummulitenführenden Plattenkalke steil nach Osten gegen die Bai von Vasiliki zu (Streichen N 20 Ost).

Wir verloren an diesem Küstenhang den Pfad und mußten in der größten Hitze stundenlang in dem mit Gestrüpp bewachsenen felsigen und unwegsamen Gelände umherklettern, bis wir endlich oben auf der Höhe wieder einen Weg fanden.

Auf der Höhe geht es dann weiter bis H. Nikolaos und Kap Dukato in einer typischen Rudistenkalklandschaft. Das Einfallen der Schichten ist im wesentlichen nach Südost zu gerichtet.

Das Vorgebirge der langen Landzunge des Kaps Dukato scheint eine Aufwölbung von Rudistenkalk zu sein, der dann im Osten gegen die Bai von Vasiliki zu von plattigem Nummulitenkalk überlagert wird. Gegen den südlichen Vorsprung zu ist die Westhälfte dieser Aufwölbung heruntergebrochen, wodurch die steilen, gegen das Ionische Meer zu gerichteten westlichen Abstürze, wie der Sapphosprung, entstanden. Hier am Sapphosprung und weiter am Kap Dukato wurden in den grauen Kalken überall deutliche Fragmente von Rudisten (Hippuriten, Radioliten usw.) aufgesammelt, ebenso auch auf der Route vom Kap Dukato nach H. Nikolaos.

Infolge der Verzögerung am Morgen erreichten wir erst gegen 4 Uhr nachmittags den Sapphosprung und wurden schon nördlich von H. Nikolaos von der Nacht überrascht. Nach langem beschwerlichen Marsch kamen wir erst gegen Mitternacht nach Syvros zurück. Von irgendwelchen geologischen Beobachtungen konnte natürlich keine Rede mehr sein.

Eine photographische Aufnahme des Sapphosprunges habe ich schon früher im Centralblatt für Min. usw. 1906, Nr. 17, S. 546 (Textfig. 2) publiziert.

Strecke 7.

Von Syvros über H. Ilias und den Elati-Rücken auf den Epanopyrgos-Gipfel—Koïtsaquelle—δοξώση ὁ θείος-  
Paß—H. Ilias nach Syvros.

Der Aufstieg vom Dorf Ilias aus erfolgt zunächst im Flysch. Weiter oben steht dann an den Hängen des breiten flachgewölbten Bergrückens Elati Nummulitenkalk an, in dem wir bis hinauf auf die Höhe bleiben.

Von der Höhe des Elati-Rückens ab, wo gleichfalls Nummulitenkalk vorkommt, wenden wir uns westwärts zum Gipfel hinauf. Unmittelbar östlich unter dem Gipfel des Epanopyrgos wurde noch Nummulitenkalk beobachtet. Am Kulminationspunkt selbst steht indessen ein Kalk an, der im Aussehen sehr an Dachsteinkalk erinnert. Im Westen des Gipfels, am Sattel zwischen Epanopyrgos und dem Chalasmeno Vuno, findet sich jedoch wieder Nummulitenkalk. Da noch ziemlich viel Schnee lag, konnte ich leider keine näheren Beobachtungen über die Gipfelkalke machen. Sollte tatsächlich hier ein kleiner Rest von Dachsteinkalk vorliegen, so würde dies ebenfalls für die Deckenhypothese sprechen.

Der Nordhang des Gebirges war stark verschneit, weswegen auf der Route vom Gipfel zur Koïtsaquelle und weiter zum Paß δοξώση ὁ θείος kein richtiger Einblick in den Bau dieses Teiles der Insel gewonnen werden konnte.

In der Gegend der Koïtsaquelle wurde eine lose Actaeonella aufgesammelt. Im allgemeinen scheint eocäner Kalk vorzuherrschen. Hinter der Koïtsaquelle kommen am Abhang gegen die innere Hochfläche zu auch Dolomit und Dachsteinkalk vor.

Strecke 8.

Von Syvros über Paß δοξώση ὁ θείος—H. Donatos nach Exanthia und Neraïdalono.

Nach der Abzweigung von dem Wege nach Karya bei H. Donatos geht es zuerst durch Kalkschutt und dann über Dachsteinkalk hinab zur Talschlucht von Exanthia. Unten in der Schlucht steht wieder der schon von weitem hervorleuchtende rote Oberlias an, der dem Tal folgend weiter nach Westen zieht und auch vom Wege H. Nikitas—Kalamitsi überquert wird. Die Oberlias- und Doggerablagerungen zeigen hier dieselbe Entwicklung, wie überall auf Leukas und haben auch an diesem Aufschluß verschiedene Ammonitenspezies geliefert. Es handelt sich immer um dieselben, schon oft erwähnten Arten (vgl. S. 282, 283, 284, 285).



In höherem Niveau finden sich auch an diesen Vorkommen meist ziemlich zerknitterte Hornsteinschichten und plattige Kalke. An dem Kreuzungspunkt des Weges Kalamitsi—Exanthia mit der Talschlucht und den roten Oberlias- bzw. unteren Doggerablagerungen streichen die roten oberliassischen Schichten N 20 Ost und fallen 45° nach W. Weiter oben sind die hornsteinführenden plattigen Kalke z. T. steil aufgerichtet.

Wir steigen dann den von Kalamitsi kommenden Weg nach Exanthia hinauf; weiter oben steht wieder Dachsteinkalk an, der bis Exanthia anhält. In den weißen, dickgebankten Kalken vor Exanthia wurde der Abdruck eines nicht näher bestimmbar Ammoniten beobachtet. Der Oberlias und Dogger der Talschlucht zwischen Kalamitsi und Exanthia stellt daher wohl eine zwischen die Dachsteinkalke eingebrochene Scholle und keine Einfaltung dar. Der Weg von Exanthia hinauf zum Neraïdalono (Hexentanzplatz) führt meist im Dachsteinkalk, über dem sich da und dort auch jüngere Reste erhalten haben; so steht auch Oberlias öfters am Wege an. Die Paßhöhe von Neraïdalono liegt ebenfalls im Dachsteinkalk.

#### Strecke 9.

Von Exanthia über Drymonas—Sella—Asprogerakata—Kavalos—Spanochori—Katuna nach Leukas (Stadt).

Von Exanthia aus benutzen wir die Straße über Drymonas und den Sella-Paß. Bis kurz vor der Höhe dieses Passes herrscht ausschließlich Dachsteinkalk. Darüber, aber durch einen durchlaufenden Sprung geschieden, lagert etwas hornsteinführender Plattenkalk. Dann kommt ein feines Konglomerat und weiter oben am Sella-Joch Flysch.

Der Flysch neigt sich nach SO, während der Dachsteinkalk von Drymonas steil gegen das Meer zu einzufallen scheint. Vom Sella-Joch über Asprogerakata nach Kavalos führt unsere Route durch südöstlich fallenden Flysch.

Bei normalen Lagerungsverhältnissen hätte man bei Asprogerakata das Oberlias-Doggerband, das sich im Norden von diesem Dorf und von Kavalos auf der Ostseite des Dachsteinkalkzuges hinzieht, schneiden müssen.

Es handelt sich um jenen langausgedehnten, im großen und ganzen Nord—Süd (bis SW nach NO) orientierten Oberlias-Doggeraufschluß, dem wir auf der Exkursion von Tsukalades nach Kavalos längere Zeit folgten (vgl. S. 293).



Der Flysch von Sella—Asprogerakata zieht sich jedenfalls noch weiter gegen Südosten bis zur Straße Spanochori—Karya, wo wir ihm ebenfalls begegnet sind.

Es fragt sich nun, ist dieser Flysch von Asprogerakata ein Fenster oder ein Einbruch. In Anbetracht der Einfallrichtung dieser Flyschschichten möchte ich zunächst an einen Einbruch glauben, wie wir ja auch bereits gesehen haben, daß das im Südosten sich anschließende Liwadi einem Einbruch entspricht.

Die wahre Natur dieses Flyschvorkommens wird aber sicher im Zusammenhang mit der weiteren Klärung der tektonischen Verhältnisse des Stavrotasmassivs enthüllt werden.

Bei Spanochori wird der Flysch diskordant von Miocän überlagert, das wir bereits durch die Arbeiten von J. PARTSCH kennen (vgl. S. 295).

Nach Überquerung der Straße steht im Tal südlich H. Nikolaos Gips an. Dann geht es im Olivenwald aufwärts zum Dorf Katuna, meist in jüngeren Konglomeraten.

Vielfach herrschen auch in diesem ganzen Gebiet, wie bereits angegeben, die Gehängeschuttbildungen von vermutlich quartärem Alter, die auch auf Korfu und in Akarnanien weit verbreitet sind.

Etwa 1 km nördlich von Katuna steht an der Straße nach Leukas, die wir weiterhin benutzen, Nummulitenkalk an. Die Kalke der Hügel bei Katuna gehören daher wohl in der Hauptsache dem Nummuliten- und Rudistenkalk an. Das Einfallen der Schichten ist meist gegen den im Osten gelegenen Meerbusen zu gerichtet. Auf dem weiteren Marsch nach Leukas konnten infolge der hereinbrechenden Dunkelheit keine Beobachtungen mehr gemacht werden.

#### Strecke 10.

Von Leukas über Apolpena—Tsukalades—Hagios Nikitas—Kalamitsi nach H. Petros.

Bis Tsukalades wurde der Weg bereits in Strecke 1 beschrieben. Auf der Anhöhe bei Apolpena beginnt, wie gesagt, der Dachsteinkalk und hält an bis Tsukalades.

Von Tsukalades hinunter an die Westküste der Insel und längs des Strandes bis Hagios Nikitas herrscht fast ununterbrochen Dachsteinkalk oder Breccie bzw. Schutt desselben Gesteins.

Nördlich von Hagios Nikitas wurde auch auf eine kurze Erstreckung hin Dolomitbreccie und Dolomitschutt beobachtet.

In tieferem Niveau tritt daher auch wohl hier Dolomit auf. Von Hagios Nikitas führt der Weg aufwärts in Kalkbreccien (Dachsteinkalk) und senkt sich dann abwärts zur Schlucht von Exanthia in den bereits schon oben angegebenen Oberlias und Dogger (vgl. S. 309). Der untere Teil der Schlucht ist hier gleichfalls in Kalkbreccien eingeschnitten. Die Grenze gegen den Oberlias, der nach oben hin die Schlucht erfüllt, liegt etwa an der Quelle von Kalamitsi. Hier wurden in den roten, tonigen Knollenkalken und Mergeln ebenfalls zahlreiche Ammoniten der bekannten Fauna, sowie Posidonien (*Posidonia Bronni* VOLTZ) aufgesammelt. Von der Quelle ab aufwärts nach Kalamitsi und weiter nach Süden zu bleiben wir stets in den Kalkbreccien. Gegen die Meeresküste zu tritt Neogen auf, so südlich von Kalamitsi bei Panagia stus Kipus, wo J. PARTSCH Gips und dunkle Tone angibt. Östlich des Weges ragt anstehender Dachsteinkalk auf; die Kalkmassen des Stavrotasmassivs streichen in einheitlichem Zuge bis zur Nordküste bei Tsukalades durch. An einer Stelle steht auch wieder Dolomit an.

Dann tritt der Weg aus den Kalkbreccien direkt in Flysch über.

Es ist dies jenes Flyschband, das den Dachsteinkalkzug des Stavrotasmassivs auf seiner Westseite begleitet über Chortata—H. Vasilios—Manasi—Nikoli—Rupakia.

In entgegengesetzter Richtung senkt sich das Flyschband zum westlichen Meer hinunter.

Da wir aus den Kalkbreccien, die das jedenfalls aus Dachsteinkalk bestehende Untergrundgebirge verhüllen (d. h. also die nordwestliche, mit ihm zusammenhängende Fortsetzung des Stavrotasmassivs) unmittelbar auf das Flyschband übertraten, konnte ich hier keinen direkten Einblick in die tektonischen Verhältnisse gewinnen. Folgende Fälle wären zu berücksichtigen:

1. Das Flyschband ist gegen den als Horst stehen gebliebenen, bzw. gleichzeitig gehobenen Dachsteinkalk abgesunken.

Für die Schollenstruktur und Verwerfung spricht auch die Höhendifferenz zwischen dem Flysch beim Dorf H. Ilias und dem Flysch von Chortata; ein zweiter Längssprung würde östlich von Anavrysada hindurchgehen, ein weiterer im Westen in der Verlängerung des Bruches am Sapphosprung.

2. Der Flysch unterteuft den Dachsteinkalk, der als Decke auf ihm schwimmt. Da der Flysch im allgemeinen südostwärts geneigt ist, so scheint er ja auf den ersten Blick unter den Kalk des Massivs einzufallen. Die letzte Annahme findet

eine Stütze im Verlaufe der Dachsteinkalk-Flyschgrenze, indem der Flysch das halbinselförmig in ihn vorspringende Südende des Massivs umzieht und mit dem Flysch von Vurnikas zusammenhängt. Um eine sichere Entscheidung zu treffen, müßte ich allerdings den Kontakt der Stavrotaskalke mit dem Flysch auf der Westseite des Massivs untersucht haben, denn ich weiß noch gar nicht einmal, ob tatsächlich Dachsteinkalk und Flysch in dieser Zone direkt aneinander grenzen, oder ob sich nicht noch irgendwelche jüngere Bildungen dazwischenschieben oder ältere vorhanden sind.

Auf der Westseite des eben beschriebenen Flyschbandes tritt nun sein Liegendes, zunächst der Nummulitenkalk und weiter westlich der Hippuritenkalk hervor, die mit gleichem, im wesentlichen östlich gerichteten Einfallen unter den Flyschzug einschließen.

J. PARTSCH rechnet diese Kalke zu den „oberen Kalken“ und betrachtet sie als Auflagerung auf dem älteren Flysch (Macigno) entsprechend der NEUMAYRSchen Gliederung.

In gleicher Weise hält er auch den Stavrotaskalk für „oberen Kalk“ und für eine Auflagerung.

Bei Komilio wurden Nummulitenkalke beobachtet (z. B. südlich des Dorfes auf der westlichen Talseite), ebenso auf dem weiteren Wege von Komilio nach H. Petros.

Die Nummulitenkalk-Flyschgrenze zieht im Osten des Weges Komilio—Hagios Petros entlang.

Tadellose Nummuliten fanden sich z. B. an der Kapelle im Süden von Komilio, ebenso auch vor H. Petros, das selbst bereits im Flysch liegt.

Der gleiche Nummulitenkalkzug setzt sich in südlicher Richtung weiter fort. Nummulitenkalke wurden sowohl westlich Ponti, wie im Westen der Bai von Vasiliki gefunden (vgl. S. 308). Auf der Westseite dieses langgestreckten Nummulitenkalkzuges tritt überall Hippuritenkalk hervor.

#### Strecke 11.

Von Hagios Petros über Syvros—Dorf H. Ilias—Neochori—Alexandros nach Leukas.

Von H. Petros geht es abwärts im Flysch, auf dem losgelöste, von oben herabgerutschte Blöcke von Nummulitenkalk verstreut liegen. Unten im Flußtal wurde ein Brocken schwarzen Kalkes aufgesammelt, der mit dem karnischen Carditakalk der Inseln Korfu und Zante ident sein dürfte. Das anstehende Gestein ist auf Leukas noch nicht angetroffen

worden. Nach Syvros führt der Weg weiter im Flysch, bisweilen auch im Geröll.

Die Route von Syvros nach H. Ilias wurde bereits im Kapitel 2 beschrieben.

Vom Dorf H. Ilias führt der Pfad hinauf zum Joch zwischen dem Bergrücken Elati und dem Korphi. Der Korphi besteht im wesentlichen aus Plattenkalk. Dann senkt sich der Weg am Osthang der Elati abwärts in Nummulitenkalk, unter dem bisweilen auch Hippuritenkalk hervortritt.

Der ganze Süd- und Osthang des breiten Bergrückens Elati besteht aus Nummulitenkalk. Darüber lagert Flysch, den unser Weg ebenfalls an manchen Stellen berührte.

Der Pfad nach Neochori hält sich sonst am Hang der Elati im Nummulitenkalk; er führt zunächst östlich und biegt dann nach Norden um. Auf der Höhe im Süden von Neochori treten auch wieder feine neogene Konglomerate auf.

In einer südlich von Neochori von dem Elati-Rücken herabkommenden Schlucht habe ich zahlreiche Brocken der roten, oberliassischen Ablagerungen beobachtet, teils mit *Posidonia Bronni* VOLTZ, teils mit eingeschlossenen Oberlias-Ammoniten.

Im Westen von Neochori muß sich daher auf der Höhe des breiten, flachgewölbten Elati-Bergrückens ein weiteres Vorkommen des Oberlias und wohl auch unteren Doggers finden. Nördlich von Neochori bei der Quelle wurde Hornsteinschutt angetroffen, unmittelbar in der Nähe aber auch Gips und schwarzer Anhydrit.

Von Neochori weiter nach Norden führt unser Weg über Asomati annähernd an der Grenze zwischen Flysch und Nummulitenkalk, der hier, wie schon gesagt, die Ostabdachung des Elati-Rückens bildet. Ich erlitt hier einen Unfall. Mein Pferd fiel, wobei ich mir eine Verstauchung des Beines zuzog, die mich am Gehen verhinderte. Infolgedessen konnten die weiteren Beobachtungen nicht mehr mit der erforderlichen Schärfe gemacht werden, was ich zu berücksichtigen bitte.

Wir stiegen in das Tal des von Enkluvi herabkommenden Aspropotamos hinunter, wo äußerlich flyschartige Gesteine anstehen, eventuell handelt es sich aber auch bereits um Neogen. Versteinerungen konnten darin nicht ermittelt werden, d. h. ich konnte auch nicht genügend darnach suchen.

Sämtliche bisher durchzogene Schichten zeigen durchweg östlich gerichtetes Einfallen. Jenseits stiegen wir in denselben Bildungen nach Alexandros hinauf.

Der Skarus-Wald besteht in seinem Kern anscheinend aus Dachsteinkalk. Am Südwestabhang dürften die Posidonien-führenden gelben Hornsteinplattenkomplexe des Doggers, der Fernsicht nach zu urteilen, eine große Verbreitung erlangen.

Meine Frau, die mich auf den Exkursionen auf Leukas begleitete, ging zu einem in der Nähe des Weges gelegenen Aufschluß hinüber und brachte einige Handstücke der Hornsteinplatten zurück, deren Schichtflächen mit Posidonien des Doggers bedeckt waren.

Die Ablagerungen machen indessen schon einen recht angegriffenen Eindruck.

An der Paßhöhe nördlich von Alexandros finden sich wieder Sandsteine, vermutlich neogenen Alters, und dann am Nordostabhang des Skarus-Waldes Konglomerate, Breccien und Kalkschutt, Bildungen, die größere Flächen der Insel einnehmen und in gleicher Weise, wie schon erwähnt, auch auf der Inselmitte von Korfu vorkommen.

Bisweilen tritt auf der weiteren Route auch nochmals Flysch hervor.

Wir erreichen dann die der östlichen Küste entlang-führende Straße und folgen ihr weiter bis Leukas.

Meine Untersuchungen auf der Insel Leukas sind noch nicht abgeschlossen; ich hoffe sie jedoch demnächst weiter-führen und beendigen zu können.

## Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. S.-A. aus: 3. Jahresber. d. Niedersächs. Ver. zu Hannover. 1910.
- Über einige Vorkommen von Flußspat und Sedimenten, nebst Bemerkungen über Versteinerungsprozesse und Diagenese. S.-A. aus: TSCHERMAKS Min. u. Petrogr. Mitt. XXVIII, H. 6. Wien 1909.
- BERGT, W.: Die Insel Madeira. Veröffentl. des städt. Museums für Länderkunde zu Leipzig, H. 11. Leipzig 1910.
- BRÜCKNER, E.: Les variations périodiques des glaciers. Extr. des Annales de Glaciol V, 1911. Berlin.
- BRUN, ALB.: Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genève 1911.
- v. DECHY, M.: Kaukasus, Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. 2 Bände. Verlag von DIETR. REIMER. Berlin 1907.
- FRIEDERICI, G.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Tuamotu-Inseln. Leipzig 1911.
- GAGEL, C.: Beiträge zur Kenntnis der Insel Selvagem grande. S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min. 31. Stuttgart 1911.
- WERTH, E.: Höhlenbildung im Korallenkalk der Insel Sansibar. Globus 70, 1896, Nr. 15. Braunschweig.
- Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ost-Afrika. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde 36. Berlin 1901.
- Die Bildung der Korallenriffe. Sitzungsbericht der Gesellschaft naturforsch. Freunde zu Berlin, 19. Februar 1901, Nr. 2.
- Über die geologische Bedeutung der tropischen Vegetationsformationen in Mittelamerika und Süd Mexiko nach CARL SAPPER. Geograph. Zeitschrift VII, 1901, 6. H.
- Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd. II, Berlin.
- Zur Oberflächengestaltung der Insel Kerguelen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1909.
- Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1907.
- Zur Unterscheidung und Benennung eiszeitlicher Ablagerungen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1908.
- Die Fjorde, ihre Verbreitung und Entstehung. S.-A. aus: Aus der Natur, Jahrg. 1907.
- Fjorde, Fjärde und Föhrden. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde III, 1909.
- Über einige Radialmoränen (Äsar) südlich von Posen und ihre Beziehungen zu den radialen Rinnenseen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1909.
- Das Eiszeitalter. Mit 17 Abbildungen und 1 Karte. Sammlung GÖSCHEN, Nr. 43. Leipzig, G. I. GÖSCHEN, 1909.
- Der Mensch der Eiszeit im Alpengebiete. Naturwissenschaftl. Wochenschrift 1909, Nr. 25. Jena.
- Tumbatu, die Insel der Watumbatu. S.-A. aus: Globus 74, Nr. 11. Braunschweig 1898.



# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 6.

1911.

Protokoll der Sitzung vom 14. Juni 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.



Der Vorsitzende erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Verstorben sind Herr Professor Dr. VIKTOR UHLIG-Wien und Herr Dr. h. c. ALEXANDER VON KALECSINSKY-Budapest, denen der Vorsitzende einen warmen Nachruf widmet. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

In die Gesellschaft wünschen einzutreten:

Herr Professor Dr. J. KOENIGSBERGER in Freiburg i. B., vorgeschlagen von den Herren BRANCA, BÄRTLING, RECK.

Herr Dr. W. DIETRICH, Assistent am Kgl. Geologisch-Paläontologischen Institut in Berlin N 4, Invalidenstraße 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, v. STAFF, RECK.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt das Wort Herrn RECK zu seinem Vortrage über die morphologische Entwicklung Süddeutschlands<sup>1)</sup>.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren R. HERMANN, KROLLPFEIFER und der Vortragende.

Herr RUDOLF HERMANN: Ich freue mich, daß Herr RECK in seinem Vortrag die von Herrn KROLLPFEIFER und mir aufgestellte und ihm gegenüber vertretene Annahme einer

<sup>1)</sup> Der Vortrag wird in den Abhandlungen erscheinen.

von NW nach SO streichenden, etwa in der Richtung vom Juraknie zum Nordrand der Frankenhöhe verlaufenden Antiklinale zur Erklärung des nach NO gerichteten Laufes der Aisch sich zu eigen gemacht hat. Ich möchte jedoch ausdrücklich den vorläufig noch völlig hypothetischen Charakter dieser Annahme betonen, da ich auf Grund eigener Beobachtungen und einiger Literaturangaben bisher nur feststellen konnte, daß das Streichen und Fallen der in Betracht kommenden Juraschichten unserer Annahme nicht widerspricht. Im übrigen entsprechen ja die Ansichten des Herrn Vortragenden über „die Morphologie der Schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft“ den von SCHEU gewonnenen und 1909 in seiner Arbeit gleichen Namens niedergelegten Ergebnissen. Neu ist nur die Auffassung, daß die Jagst durch das Egertal und den Unterlauf der Wörnitz zur Donau entwässert habe. Dem widerspricht aber das Fehlen jeglicher Verbindung zwischen beiden, im Gegensatz zu der Talwasserscheide zwischen Brenz und Kocher.

Für den Frankenjura bin ich durch eigene Untersuchungen im Gelände, die ich 1904 unter Leitung meines hochverehrten Lehrers, Herrn BRANCA, begonnen und im vorigen Jahre unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie wieder aufgenommen habe, zu Ergebnissen gelangt, die von denen des Herrn Vortragenden in wesentlichen Punkten abweichen. Ich muß vorausschicken, daß bereits vor zwei Jahren DE MARTONNE eine „Carte schématique de la région franco-souabe“ veröffentlicht hat, in der er Aisch, Bibert (?), Rezat und Altmühl (bis Solnhofen) als Reste konsequenter Entwässerung eingetragen hat. Regnitz und Vils sind ebenso wie der N—S verlaufende Oberlauf der Pegnitz und von der Altmühl das westnordwestlich fließende Stück von Solnhofen bis in die Gegend von Dietfurt als subsequente Flüsse eingetragen; die Regnitz hat ihre heutigen westlichen Zuflüsse durch „captures évidentes“ sich angeeignet. Wiesent, der Unterlauf der Pegnitz und ein dritter, südlich von Nürnberg in die Rednitz mündender Fluß, wahrscheinlich die Schwarzach, sind als obsequente Flüsse gezeichnet. Die Hauptentwässerungsadern dagegen, Neckar und Main, sind weder konsequent noch obsequent, sie fließen in einem der Schichtneigung entgegengesetzten Sinn und zur Erklärung ihres anormalen Verhaltens wird die Möglichkeit einer jugendlichen Hebung des Schwabenjura oder, als wahrscheinlicher, eine Senkung der Rheinebene, wie PENCK sie vertritt, angenommen. Die Auffassung DE MARTONNES von den Tälern des nördlichen Frankenjura entspricht ebensowenig wie die ähnliche des Herrn Vortragenden der Tatsache, daß

dieser Teil des Jura eine Mulde darstellt und daß wir hier, namentlich im O unseres Gebietes, tektonische Störungen kennen gelernt haben, deren Einfluß auf die Entwässerung der Fränkischen Alb außerhalb der Darstellung geblieben ist. Berücksichtigt man die muldenförmige Lagerung der Schichten, so erklären sich Aufseß und Oberlauf der Wiesent als Synklinaltäler, während von der Pegnitz der von N nach S verlaufende, das Senkungsgebiet des Veldensteiner Forstes durchquerende Teil, wie auch wahrscheinlich das von O nach W gerichtete, fast bis in die Gegend von Sulzbach zu verfolgende alte Laufstück, das bei Hohenstadt in den Unterlauf der Pegnitz einmündet, quer zum Streichen eingeschnittene Durchbruchstäler darstellen. Das ursprüngliche Quellgebiet des heutigen Pegnitzoberlaufes ist, wie ich schon im März dieses Jahres in einem Vortrage vor der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin hervorhob, auf Grund der Talwasserscheide zwischen Rotem Main und Fichtenoh-Pegnitz nördlich von Schnabelweid, nordöstlich außerhalb des Jura zu suchen, und der Verlauf dieses Flußstückes wurde vielleicht auf einer einstigen Abdachungsfläche vom Fichtelgebirge nach S bzw. SW als Folgefluß angelegt. Die Annahme des Herrn Vortragenden, daß Wiesent (Oberlauf) und Aufseß früher in die Donau entwässert hätten, verträgt sich nicht damit, daß, während ihr Quellgebiet sich in lokalen mergeligen Einlagerungen bei etwa 500 m Höhe oberhalb Steinfeld und Königsfeld befindet, bei Gößweinstein ihrem bis dahin nach SE gerichteten Laufe sich Höhen von über 550 m entgegenstellen, und daß auf der Hochfläche keine Spuren ihrer ehemaligen Fortsetzung nach SO zu erkennen sind. Zur Erklärung des eigenartigen Verlaufes der Wiesent wie überhaupt der Entwässerung der Fränkischen Alb muß die Karstnatur dieses Gebietes als wesentlicher Faktor mitbezogen werden. Über den Zusammenhang der Morphologie des nördlichen Frankenjura mit dem Karstproblem hoffe ich in absehbarer Zeit meine Ergebnisse, deren Erörterung an dieser Stelle zu weit führen würde, in ausführlicherer Darstellung vorlegen zu können.

Sodann spricht Herr W. v. LOZINSKI über **quartäre Krustenbewegungen im Gebiete der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte.** (Mit 5 Abbildungen.)

Der einförmige Osten Europas wird im Gegensatze zum reichgegliederten Westen gewöhnlich „Tafel“ oder „Platte“

(auch „Flachland“) genannt und als relativ stabil bezeichnet. Gewiß haben in diesem ausgedehnten Gebiete die vorzeitlichen Krustenbewegungen keine so bedeutenden Höhenunterschiede hervorgebracht wie in den gebirgigen Teilen Europas. Den Begriff einer tektonischen Ruhe aber, den man früher mit der sog. russischen Tafel verknüpfte, haben die neueren Forschungen zerstört, indem sie, insbesondere im westlichsten Teil der südrussischen Platte, zwischen der Dnjeprfurche und dem Karpatenrande, ganze Systeme von Dislokationen zutage förderten, welche zu verschiedenen Zeitabschnitten entstanden. Bald tauchte auch der Gedanke auf, daß die jüngsten Krustenbewegungen in die Quartärzeit zu verlegen sind. Die zuerst von PHILIPPSON geäußerte Annahme einer diluvialen Hebung der südrussischen Platte<sup>1)</sup> ist jedoch in dem Sinne aufzufassen, daß nicht dieses große Gebiet im ganzen, sondern nur einzelne Teile desselben zur Quartärzeit von Krustenbewegungen betroffen wurden<sup>2)</sup>. Zu den Teilen der südrussischen Platte, die noch in der jüngsten geologischen Vergangenheit bewegt wurden, gehört unter anderen die wolhynisch-ukrainische Granitplatte. Darauf wies bereits das längst bekannte Auftreten von zahlreichen Stromschnellen [z. B. am Dnjepr und Boh<sup>3)</sup>] hin, und neuerdings hat TUTKOWSKI für den wolhynischen Teil der Granitplatte genau gezeigt, wie das Gefälle der Flüsse beim Eintritt in dieselbe erheblich zunimmt<sup>4)</sup>. Vor kurzem konnte ich an zwei Flußläufen, und zwar am Teterew (mit Irscha) und an der Usch, studieren, wie deutlich und in geradezu mustergültiger Weise die quartären Krustenbewegungen in der morphologischen Gestaltung hervortreten.

Die Flüsse, welche die wolhynisch-ukrainische Granitplatte quer durchmessen, zeigen einen eigenartigen Wechsel ihres Charakters. Im Ober- wie im Unterlauf fließen sie in flachen, manchmal kaum ein ausgesprochenes Tal zu nennenden Mulden, deren breiter Boden versumpft oder von zahlreichen Teichen eingenommen ist. Dazwischen aber sind Strecken eingeschaltet, in welchen die breitgespannten Talmulden zu steilen, felsigen

---

<sup>1)</sup> PHILIPPSON: Zur Morphologie des europäischen Rußland. PETERMANN'S Mitteil. 45, 1899, S. 270.

<sup>2)</sup> So z. B. sind im ostgalizisch-wolhynischen Kreidegebiete die jüngsten Dislokationen noch vordiluvialen Alters. Vgl. v. LOZINSKI: Über die Diskolationszonen im Kreidegebiete des nordöstlichen Galizien. Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien IV, 1911, S. 143 ff.

<sup>3)</sup> = südlicher Bug.

<sup>4)</sup> Trudy Ob. Izsl. Wolyni II, 1910, S. 119. Auch Geolog. Zentralblatt XIV, Ref. Nr. 390.

Durchbrüchen eingeengt werden, die in morphologischer Hinsicht alle Merkmale einer sehr jungen Erosion zur Schau tragen. An den Ufern steigen nackte, schroffe Felswände empor, und der Eindruck, den ihr unerwartetes Auftreten inmitten einer äußerst ausdruckslosen Landschaft macht, geht weit über das wirkliche Maß hinaus. Die blanken Felsufer, welche bis zur Maximalhöhe von ungefähr 35 m ansteigen, sind meistens ganz senkrecht und in einzelnen Fällen sogar überhängend, wie im Durchbruch der Usch in Iskorosc (Fig. 1). Wo der Verlauf der Klufrichtung im Granit es ermöglicht, lösen sich große



Fig. 1.

Überhängende Felswände im Durchbruche der Usch bei Iskorosc.

Nach einer Originalaufnahme des Verfassers.

Blöcke ab und stürzen in die Tiefe. Zwischen Felswänden eingeklammert, bietet die schmale Sohle nur für den Fluß Raum. Auf der Sohle tritt überall das anstehende, reingewaschene Grundgebirge zutage und bildet niedrige Stufen, die der Fluß in Stromschnellen oder kleinen Wasserfällen überwindet. Im Zusammenhange damit kommen im felsigen Flußbett auch Strudellöcher vor, von denen insbesondere diejenigen im Durchbruch der Usch in Iskorosc allgemein bekannt sind und im Volksmunde „Wannen der Königin Olga“ genannt werden.

Wenn man die Entstehung dieser Durchbrüche erklären will, so drängt sich zunächst die Frage auf, ob sie nicht etwa mit dem Auftreten von härteren Gesteinsarten zusammenhängen,



die bei der allgemeinen Verebnung der Oberfläche des Grundgebirges einen größeren Widerstand geboten hätten. Die sehr ungleiche Widerstandsfähigkeit der verschiedensten archaischen Gesteine, aus deren buntem Gemisch das Grundgebirge der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte zusammengesetzt ist, hat einen unverkennbaren Einfluß auf das äußere Aussehen der Durchbrüche. Wir sehen es sehr gut an dem Vergleiche der Durchbrüche des Teterew bei Zitomir und in Podolance (südlich von Czudnow). Der erstere, in welchem der Teterew einen Granitkomplex von besonderer Widerstandsfähigkeit durchschneidet,



Fig. 2.

Der Durchbruch des Teterew bei Zitomir.

Nach einer Originalaufnahme des Verfassers.

ist durch die Schroffheit und die Schärfe der Felswände ausgezeichnet (Fig. 2). Im Durchbruch von Podolance dagegen, wo der Granit auffallend mürbe ist und bereits in frischem Zustande leicht zerbröckelt, fehlen die schroffen Felswände. Die Gehänge sind zwar noch immer sehr steil, aber größtenteils mit lokalem Verwitterungslehm überkleidet, aus dem der Granit nur in einigen kleinen Rundbuckeln hervorschaut. Kommen auch die Unterschiede der Gesteinshärte in der Gestaltung der Gehänge sehr deutlich zum Ausdrucke, so besteht anderseits nicht der geringste Zusammenhang der Durchbrüche mit dem Auftreten der widerstandsfähigsten Gesteinskomplexe. Der echte Durchbruchsscharakter ist sowohl in den härtesten wie



in den weicheren Gesteinsarten ebenso deutlich ausgeprägt. Besonders wichtig ist der Umstand, daß die Kante, welche die steilen oder felsigen Gehänge der Durchbrüche nach oben abschneidet, ohne Rücksicht auf die Gesteinsbeschaffenheit überall mit der gleichen Schärfe hervortritt. Die nähere Betrachtung dieser Kante gibt uns die Möglichkeit, die Frage nach der Entstehung unserer Durchbrüche mit voller Sicherheit zu entscheiden.

Die erwähnte Kante, die z. B. im Durchbruche des Teterew bei Zitomir (Fig. 2) so schön ausgebildet ist, finden wir in allen Durchbrüchen der Granitplatte wieder, und immer wiederholt sich dasselbe Querprofil, welches wir im folgenden Schema (Fig. 3) verallgemeinern können. Der untere Teil des



Fig. 3.

Erosionseinschnittes, d. h. der eigentliche Durchbruch, ist sehr schmal und von Felswänden oder steilen Gehängen eingeschlossen. Letztere sind oben von einer mehr oder weniger scharfen, aber überall sehr deutlichen Kante abgeschnitten. Darüber sieht man die breite, flache Talmulde, deren ehemalige Sohle nunmehr als Hochboden<sup>1)</sup> erscheint. So kann man in unseren Durchbrüchen zwei Generationen von Talbildung unterscheiden, und zwar eine alte, gehobene Talmulde, in deren Boden eine jugendliche Rinne eingetieft wurde. In stark verkleinerter und vereinfachter, aber geradezu mustergültiger Form zeigen die Durchbrüche der Granitplatte im Querschnitt dasselbe Bild wie z. B. der Durchbruch des Rheins im Schiefergebirge.

Wenn wir die Lage der genannten Kante, durch welche der Rand des Hochbodens genau bestimmt wird, längs dem Flußlauf verfolgen, so ergibt sich die wichtige Tatsache, daß der Hochboden nicht in einem konstanten Niveau verläuft, sondern in jedem unserer Durchbrüche äußerst flach gewölbt ist. Am deutlichsten tritt der gebogene Verlauf des Hochbodens in den Durchbrüchen der Usch hervor. Im kleinen, aber typischen Durchbruche bei Uschomir sehen wir, daß der

---

<sup>1)</sup> Den Ausdruck gebrauche ich auctore PENCK (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1910, S. 88).

Hochboden, nachdem er bis zu seiner Maximalhöhe anstieg, nach abwärts sich senkt und bald austönt. Unterhalb von Uschomir verschwinden die immer niedriger werdenden Felsufer vollständig, und nunmehr fließt die Usch wieder in einer sehr breiten, flachen Talmulde. Bei Iskorosc tritt die Usch in einen neuen Durchbruch ein. An ihren Ufern tauchen Felswände auf, die nach abwärts immer höher werden. Über den Felswänden erkennen wir den Hochboden, der zunächst nach abwärts ansteigt, um in der malerischen Partie des Durchbruches, deren kräftige Erosionswirkungen bereits erwähnt wurden, seine Maximalhöhe zu erreichen und alsbald sich wieder zu senken bis zum allmählichen Ausklingen. Diese Strecke des Uschlaufes führt uns in typischer Weise die Eigenart der Flußläufe der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte vor. Auf langen Strecken fließen sie in alten Talmulden, die nur niedrige



Fig. 4.

Terrassen, aber keinen Hochboden aufweisen. Dazwischen überwinden sie steile, jugendliche Durchbrüche, in denen — wie es das Schema (Fig. 4) veranschaulichen soll — die Sohle der alten Talmulde aufgewölbt wurde und einen verbogenen Hochboden bildet.

Aus dem dargelegten Verhalten des Hochbodens, wie er in jedem Durchbruche sich einstellt und eine überaus flache, breitgespannte Verbiegung zeigt, ergibt sich ganz klar der antezedente Charakter der Durchbrüche im Gebiete der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte. Zugleich wird auch der Beweis erbracht, daß unsere Durchbrüche durch wellenförmige Aufwölbungen der Erdkruste entstanden sind. Die Maximalhöhe des Hochbodens in den Durchbrüchen gibt uns die Amplitude der Aufwölbung an. Nun ist diese Amplitude in jedem Durchbruche verschieden. Am größten fand ich sie im Durchbruche des Teterew bei Zitomir, wo sie 30—35 m beträgt. Für den Durchbruch des Teterew in Podolance, wie auch für denjenigen der Usch in Uschomir ergibt sich eine Amplitude von kaum ungefähr 15 m. Etwas mehr (zirka 20 m) erreicht sie im Durchbruch der Irscha oberhalb von Ryžany<sup>1)</sup>. In dem landschaftlich hervorragenden Durchbruche der Usch in Iskorosc

<sup>1)</sup> Auf der Generalkarte 1:200 000 (Blatt 46° 51° Owruetz) falsch Ryžice.

haben wir eine Amplitude von 25—30 m. Während aber sonst in den Durchbrüchen nur ein einziger Hochboden und somit nur eine einmalige Aufwölbung angedeutet ist, tritt an der Usch in Iskorosc noch ein zweiter, tieferer Hochboden in der Höhe von etwa 15 m über dem Flußniveau auf. Von diesem letzteren sieht man bloß ein kleines Bruchstück als schmale Stufe auf dem linken Felsgehänge, unterhalb der Mündung eines kleinen Baches, in die die beiden Hochböden hineingreifen. Hier sind sie viel deutlicher ausgeprägt<sup>1)</sup>, und so können wir annehmen, daß im Durchbruch der Usch in Iskorosc die Aufwölbung in zwei Phasen erfolgte. Da aber der tiefere Hochboden nicht kontinuierlich und kaum durch vereinzelte, schmale Fragmente vertreten ist, scheinen die beiden Aufwölbungsphasen nur durch eine kurze Ruhepause getrennt gewesen zu sein.

Der jugendliche Charakter unserer Durchbrüche und die Frische, mit welcher die Wirkungen einer kräftigen Tiefenerosion uns entgegentreten, führen ganz bestimmt zum Schlusse, daß die Aufwölbungen der Erdkruste und die damit zusammenhängende Eintiefung der Durchbrüche in die jüngste Vergangenheit fallen. Wir können die Zeit dieser Krustenbewegungen etwas näher begrenzen, wenn wir das Verhältnis der Durchbrüche zu der Lößdecke auf der Oberfläche der Granitplatte in Betracht ziehen. Daß in den schmalen, von steilen Felswänden eingeschlossenen Durchbrüchen eine Akkumulation von Lößstaub nicht möglich war, ist ganz selbstverständlich. Es fällt jedoch auf, daß im Durchbruche des Teterew in Podolance, auf dessen steilen Gehängen ein dicker Überzug von lokalem Verwitterungslehm sich bilden und *in situ* erhalten konnte, dennoch gar keine Anlagerung von Lößmaterial vorhanden ist. Dieser Umstand legt den Gedanken nahe, daß das Einschneiden der Durchbrüche erst nach der Lößzeit erfolgte, und es bestätigt sich diese Annahme, wenn wir die Oberfläche des Hochbodens betrachten. In den Durchbrüchen, die ich bisher untersuchen konnte, hebt sich die sanft ansteigende Oberfläche des Hochbodens von der allgemeinen Plateaufläche dadurch ab, daß sie keine Lößbedeckung trägt. In den meisten Fällen finden wir auf der Oberfläche des Hochbodens lehmige oder mehr sandige Bildungen, die mit einer dünnen Decke das anstehende Grundgebirge überziehen. Im Durchbruche der Usch in Iskorosc dagegen tritt auf dem Hochboden die eingeebnete und nur unbedeutend angewitterte Granitoberfläche ganz nackt zutage,

---

<sup>1)</sup> Auf dem unteren Hochboden steht die Kirche, auf dem oberen die Eisenbahnstation in Iskorosc (Korosten).

kaum stellenweise dürrtig bewachsen (Fig. 5). Hätte die Heraushebung des Hochbodens vor der Lößphase stattgefunden, so würde ohne Zweifel auf seiner äußerst flachen Oberfläche Löß nicht fehlen. Daß dagegen die Oberfläche des Hochbodens das anstehende Grundgebirge zur Schau trägt, kann ich nur folgenderweise erklären. Als die Aufwölbung der jetzt zum Hochboden gewordenen Sohle der alten Talmulde einsetzte, nahm selbstverständlich das Gefälle des Wasserlaufes zu. Infolgedessen konnte das fließende Wasser gleich zu Beginn der Heraushebung der alten Talmulde die Absätze, die ihren breiten Boden auskleideten, bis zum unterlagernden Grund-



Fig. 5.

Der Hochboden mit nackter Granitfläche am Durchbruche der Usch in Iskorosc.

Nach einer Originalaufnahme des Verfassers.

gebirge ausräumen. Die auf diese Weise reingewaschene Oberfläche des Grundgebirges tritt gegenwärtig auf dem Hochboden der Usch in Iskorosc in solcher Frische zutage, daß wir darin noch eine weitere Bestätigung des jungen Alters der Aufwölbung sehen müssen.

Nach dem Gesagten können wir die untere Altersgrenze der Aufwölbungen, zu deren Erkenntnis die morphologische Betrachtung der Durchbrüche führte, dahin fixieren, daß sie erst nach der Lößphase erfolgten. Ob sie in die jüngste Diluvialzeit oder sogar schon in die Gegenwart fallen, läßt sich vorläufig nicht entscheiden.

Überblickt man die Oberflächengestaltung der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte, so kann man ganz deutlich zwei Landschaftstypen unterscheiden. Auf großen Strecken ist die Oberfläche buchstäblich tischeben und bietet das seltene Bild

einer idealen Einebnung. Dann und wann kommen aber Partien vor, wo flachgewölbte, wellen- oder kuppenförmige Erhebungen auftauchen und von der Plateauebene scharf abstecken. Solche Verschärfungen des eintönigen Oberflächenreliefs weisen keine Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit, vielmehr die engsten Beziehungen zu den Durchbrüchen auf. Wo die Unebenheiten von einem Flußlauf durchquert werden, finden wir die jugendlichen Durchbrüche mit dem verbogenen Hochboden. Überall in der Umgebung der Durchbrüche sieht man, wie die ebene Oberfläche der Granitplatte unerwartet zu flachen Kuppenscharen oder Wellenzügen aufwällt. Dieses Zusammenfallen der Durchbrüche mit den Unebenheiten der Plateaufläche beweist, daß letztere nicht etwa auf eine ungleiche Wirksamkeit der Abtragung zurückzuführen sind, sondern durch tektonische Bewegungen entstanden.

Die Aufwölbungen der Oberfläche der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte, deren tektonischen Ursprung wir aus der Betrachtung des verbogenen Hochbodens erkennen konnten, scheinen einen besonderen Typus von Krustenbewegungen darzustellen. Im Gegensatze zu den kontinentalen Hebungen, bei denen eine Scholle in ihrem ganzen Umfange gleichmäßig herausgehoben oder in einem breitgespannten Bogen emporgewölbt wird, liegt hier der Fall vor, daß ein bis zum innersten Kern abgetragenes und vollständig eingeebnetes Gebiet durch unregelmäßige Wellen von relativ kleiner Amplitude bewegt wurde. Zum Vergleich möchte ich auf die flachen, niedrigen Höhenzüge hinweisen, welche erst durch die feinen Detailuntersuchungen von TEISSEYRE auf der Oberfläche des podolischen Plateaus bekannt wurden, und gegenüber denen die Flußläufe ebenfalls einen antezedenten Charakter zeigen<sup>1)</sup>. Die Aufwölbung dieser Höhenzüge, wie z. B. des von TEISSEYRE sog. Trembowla-Mielnicaer Höhenzuges<sup>2)</sup>, ging der letzten allgemeinen Hebung des paläozoischen Gebietes von Podolien voraus. Danach wäre die Vermutung nicht unbegründet, daß derartige relativ schwache Wellungen der Oberfläche, wie sie uns die wolhynisch-ukrainische Granitplatte so klar vor die Augen führt, als Vorläufer von allgemeinen Hebungen oder Verbiegungen eintreten.

---

<sup>1)</sup> Atlas geolog. Galicyi VIII, 153, 242.

<sup>2)</sup> Für den tektonischen Ursprung dieses Höhenzuges, welcher quer durch das paläozoische und das Kreidegebiet von Galizisch-Podolien verläuft, spricht auch der Umstand, daß genau in seine Verlängerung eine ausgesprochene Karstzone im Bug-Tieflande fällt. Vgl. v. LOZINSKI: a. a. O. S. 148.

An der Besprechung des Vortrages beteiligen sich die Herren BRANCA, RASSMUSS, ZIMMERMANN, WERTH und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.                      w.                      o.

STREMME.              BRANCA.              ZIMMERMANN.

---



## Briefliche Mitteilungen.

### 23. Weitere Notizen

#### zur alttertiären Korallenfauna von Barcelona.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

Groß-Lichterfelde, den 17. Mai 1911.

Herr Prof. FELIX hat, wie ich bereits am Schlusse meiner früheren Bemerkungen<sup>1)</sup> angeben konnte, mir eine Anzahl von weiteren Typen aus dieser hochinteressanten alttertiären Fauna der Umgegend von Barcelona zugesandt, und außerdem habe ich von dem Comptoir minéralogique et géologique Suisse der Herren GREBEL, WENDLER & CIE. in Genf, welchem auch FELIX seine Materialien verdankte, eine Reihe von Exemplaren erworben. Ich bin daher nunmehr in der Lage, weiteres meinen früheren Angaben hinzuzufügen und will dies meinem Versprechen gemäß um so eher tun, als der Druck einer ausgedehnteren Monographie über bosnische Eocänfaunen, in welchen ein Teil der von FELIX betrachteten Formen wieder auftritt und hier auch von mir eingehendere Betrachtung gefunden hat,

---

<sup>1)</sup> Bemerkungen zu Prof. JOHANNES FELIX: „Über eine untertertiäre Korallenfauna aus der Gegend von Barcelona.“ Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. Nr. 2, S. 129 ff. Dieser mein früherer Aufsatz hat in COSSMANN'S Revue critique de Paléozoologie 14, Paris 1910, Nr. 1, S. 271, bereits eine kurze Besprechung gefunden, und zwar nicht aus der Feder des ausgezeichneten Korallenkenners und Tertiärforschers G. DOLLFUS, sondern von seiten eines anscheinend neuen Referenten Mr. FAUROT. Ich kann diesem Herrn den Vorwurf nicht ersparen, daß er in den Gegenstand nicht tiefer eingedrungen und mit einer kaum zu rechtfertigenden Flüchtigkeit verfahren ist. Fast jeder Satz des Referates könnte dafür Belege geben. Wenn ich ganz absehe von dem Miocène de Cormons, wo in meiner Originalarbeit ausdrücklich Mitteleocän zu lesen ist, so ist es mir z. B. gänzlich unverständlich, wie der Referent zu dem Satze gelangt: *Cycloseris patera* FELIX. Cette espèce douteuse serait difficile à distinguer de *C. nicaeensis* M. Ed. J. H., wo in meinem Aufsätze a. a. O., S. 136—137, der Name „*Cycloseris nicaeensis*“ überhaupt nicht genannt ist.

sich voraussichtlich noch längere Zeit hinausziehen dürfte; wie es denn auch andererseits zweckmäßiger sein dürfte, diese dort zerstreuten Angaben hier vereinigt vorzuführen, zusammen mit demjenigen, worauf dort einzugehen keine Veranlassung gewesen ist.

*Mesomorpha hemisphaerica* D'ACH. (Fig. 1 u. 2).

Vgl. D'ACHIARDI, *Coralli eocenici del Friuli*<sup>1)</sup>, S. 70, Taf. XII, Fig. 4.

Diese Form ist seinerzeit von Prof. FELIX zurückgestellt und somit nicht publiziert worden. Es wurden mir 6 Exemplare

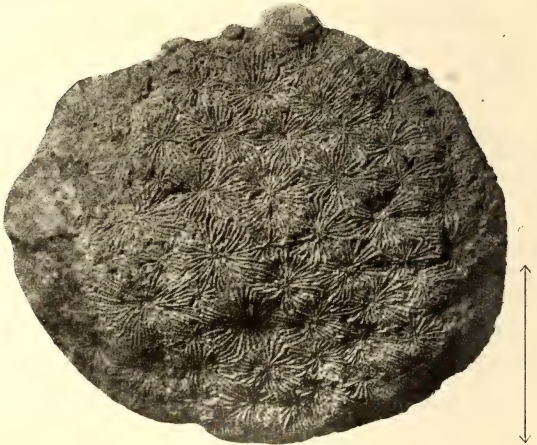


Fig. 1.

*Mesomorpha hemisphaerica* D'ACH. sp.  $2\frac{1}{2}:1$ . Mit am oberen Rande befestigten Individuen von *Rhizangia brevissima* DESH.

Umgegend von Barcelona. Koll. FELIX.

zur Bestimmung übersandt, welche in den verschiedensten Größen schwanken. Der größte Stock hat einen Durchmesser von 150 mm, während der kleinste nur 35 mm mißt; sämtlich sind es mehr oder weniger flache Knollen, welche an einer ganz kurzen Anheftungsstelle festsitzen. Die flache oder sogar

---

<sup>1)</sup> Aus den: *Atti della società toscana delle Scienze naturali* I, Pisa 1875. Ich zitiere im folgenden nach dem Sonderabdrucke.

konkave Unterseite (Fig. 2) trägt eine stark gerunzelte, in konzentrischen Ringen abgesetzte Epithek, durch welche die Rippen durchschimmern, wie dies auch D'ACHIARDI a. a. O. angibt und in seiner Figur Taf. XII, Fig. 4b, sehr typisch zeichnet. Die Oberfläche ist mehr oder weniger gewölbt, so daß in einzelnen Fällen, aber nicht immer, eine Hinneigung zu der halbkugligen Gestalt vorhanden ist, welcher die Type ihren Namen ver-



Fig. 2.

*Mesomorpha hemisphaerica* D'ACH. sp. Unterseite mit Epithek.  $\frac{2}{3}$  nat. Gr.  
Umgegend von Barcelona. Koll. FELIX.

dankt. Dadurch, daß gelegentlich gewisse, bei den mir vorliegenden Stücken stets mehr zentral gelegene Teile des Stockes stärker wachsen, entstehen unregelmäßige Auflagerungen auf der Oberfläche von wechselnden Dimensionen. Die dicht gestellten, durch ihre Septocostalien miteinander verbundenen Kelche lassen keine Spur der Mauer erkennen. Sie vermehren sich durch intercalycinale Sprossung, wobei die jungen Kelche

bei einem Durchmesser von 3 mm schon drei Septalzyklen erkennen lassen, während die erwachsenen Kelche, welche ca. 5 mm messen, noch einen vierten Zyklus hinzufügen. Klar sichtbar ist die zierliche Zähnelung der freien Septaloberfläche wie der Kranz, welchen diese inneren Zähne um die ihnen an Größe vollkommen gleiche Columellarpapille schließen. Ebenso deutlich sind aber auch an etwas abgewetzten Kelchen die synaptikulären Verbindungen zwischen den Septen, während eine Mauer, wie erwähnt, gänzlich fehlt. Hinsichtlich der Verbindung der Septen zwischen den Nachbarkelchen beobachtete ich, daß eine Fortsetzung in einer Linie ebenso häufig ist wie ein winkliges Aufeinandertreffen. Vom Alternieren dieser Organe, wie es *Siderastraea* charakterisieren soll, vermag ich an den Exemplaren nichts wahrzunehmen<sup>1)</sup>.

Diese Form ist mit Sicherheit auf die mitteleocäne Art des Friaul zurückzuführen, und würde ihr Auftreten bei Barcelona neben anderem wohl für ein höheres Alter der sie einschließenden Sedimente schließen lassen, als dieses FELIX annimmt. Es wäre aber darauf hinzuweisen, daß auch aus dem Unteroligocän von Crosara REUSS<sup>2)</sup> als *Columnastraea bella* eine nahe verwandte, wohl auch zu *Mesomorpha* gehörige Art beschrieben hat, die sich aber sicher schon durch die geringere Zahl der Septen unterscheidet. Allerdings ist dies auch der einzige Unterschied, den ich aufzufinden vermag, und da immerhin auch bei der *Columnastraea bella* von REUSS Elemente des vierten Zyklus vorhanden sind (REUSS gibt 26—30 Septen an, bei REIS<sup>3)</sup> zähle ich auf der Abbildung Taf. IV, Fig. 19a, deren 34, und FELIX spricht a. a. O., S. 125, von 24—36 Septen, während die typische *Thamnastraea hemisphaerica* vier vollständige Zyklen, also 48, entwickelt), so ist dies für mein systematisches Empfinden etwas wenig. In jedem Falle, da einmal PRATZ<sup>4)</sup> selbst in seiner Beschreibung der ägyptischen Eocänkorallen die *Thamnastraea hemisphaerica*, oder wenigstens deren nächste Verwandte aus dem Friaul wie *Th. forojuliensis* D'ACH., zu seiner Gattung *Mesomorpha* rechnet, und da er andererseits die Unterschiede zu der sehr

<sup>1)</sup> Vgl. FELIX: a. a. O., S. 125.

<sup>2)</sup> Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. Aus den Denkschr. der Wiener Akademie XXVIII, XXIX, XXXIII. Im Folgenden zitiert I, II, III. Vgl. II. S. 31, Taf. XXI, Fig. 5.

<sup>3)</sup> Die Korallen der Reiter Schichten. Geognostische Jahreshefte II, Cassel 1889, S. 91 ff. Vgl. S. 110.

<sup>4)</sup> Eocäne Korallen aus der Libyschen Wüste und Ägypten. Palaeontographica XXX, 2, S. 227.

nahestehenden *Siderastraea* BLAINV. klar hervorgehoben hat<sup>1)</sup>, so dürfte das Genus *Siderofungia* REIS wohl mit *Mesomorpha* PRATZ zusammenfallen. Nun gibt FELIX a. a. O., S. 125, die REUSSsche *Columnastraea bella* ebenfalls aus der Umgegend von Barcelona an, und zwar mit einer Beschreibung, welche sich ungefähr mit der hier von *Mesomorpha hemisphaerica* D'ACH. sp. gegebenen decken würde, und an welcher ich trotz allen Bemühens keine nennenswerten Unterschiede ermitteln kann. Es bleibt also zu prüfen, ob sich diese schon früher von FELIX beschriebene Form mit den mir später zugesandten deckt, was ich eigentlich a priori kaum annehmen kann, und in welchem Verhältnis sie steht zu der *Columnastraea bella* REUSS, für welche REIS später die Gattung *Siderofungia* errichtet hat. Wie bereits bemerkt, vermute ich stark, daß diese letztere mit *Mesomorpha* PRATZ zusammenfällt. Ob sich



Fig. 3.

*Rhizangia brevissima* DESH. auf *Mesomorpha hemisphaerica* D'ACH. sp. 4:1.  
Umgegend von Barcelona. Koll. FELIX.

die beiden Formen, die oligocäne und die eocäne, auch spezifisch decken, darüber würden weitere Untersuchungen unter Zuhilfenahme des REUSSschen Original Exemplares oder wenigstens typischer Stücke von Crosara notwendig sein. — Sehr interessant ist das reiche Auftreten von *Rhizangia brevissima* DESH.<sup>2)</sup> auf der Oberfläche der *Mesomorpha hemi-*

<sup>1)</sup> Über die verwandtschaftlichen Beziehungen einiger Korallengattungen mit hauptsächlichlicher Berücksichtigung ihrer Septalstruktur. Palaeontogr. XXIX, 1882, S. 83 ff. Vgl. S. 115.

<sup>2)</sup> MICHELIN: Icon. zoophyt. S. 274, Taf. LXIII, Fig. 8. — M. EDWARDS und HAIME: Hist. nat. des Corall. II, S. 611. — HÉBERT und RENEVIER: Fossiles du terrain nummulitique supérieur des environs de Gap, des Diablerets et de quelques localités de la Savoie. Aus: Bull. de la Soc. de statistique du département de l'Isère. (II) 3, Grenoble 1854, S. 70. — P. OPPENHEIM in: Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, S. 224 (80), Taf. XIX, Fig. 8–8a.



*sphaerica*, wie deren zumal am Rande fast auf jedem Stocke festsitzen. Diese Art, für deren Beschreibung ich unten die nötigen Literaturangaben gebe, ist von FELIX bisher aus unserer Fauna nicht beschrieben worden. Es fehlen hier allerdings meistens die strähnenförmigen Ausbreitungen, welche die Kelche dieser Art gewöhnlich verbinden, und es scheint, als ob die meisten dieser Individuen sich nach geschlechtlicher Fortpflanzung als Larven hier festgesetzt hätten. Im Gegensatze hierzu stehen einige verlängerte Kelche, welche an einen beginnenden Teilungsvorgang erinnern, und in einem Falle sehe ich, wie die hier gegebene Fig. 4 sehr deutlich erkennen läßt, wirklich eine Teilung ziemlich vollständig durchgeführt. Sonst, d. h. in Fällen, wo es nicht zu einer Teilung gelangt, kann

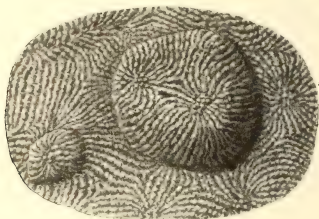


Fig. 4.

*Rhizangia brevisissima* DESH. auf *Mesomorpha hemisphaerica* D'ACH. sp. 3:1.  
Ein Exemplar in Teilung begriffen.  
Umgegend von Barcelona. Koll. FELIX.

unsere Form, wie ich an einem von mir hierhergezogenen Exemplare von Rosiçi in Ostbosnien ermittelt habe, gelegentlich einen Durchmesser von 11 mm und mindestens 5 Septalzyklen erreichen, deren Elemente aber in der Stärke nicht allzu verschieden sind, wenn auch diejenigen der ersten zwei Zyklen etwas mehr hervortreten. Die Columella ist deutlich, aber auf das innigste mit den inneren Körnern der Septen verschmolzen, wie dies MILNE-EDWARDS und HAIME in der Gattungsdiagnose von *Rhizangia* a. a. O. angeben und wie ich dies an meinen Stücken aus Dabriča<sup>1)</sup> auch beobachtet habe. Die Type scheint übrigens tiefer herabzugehen als man früher annahm, da ich sie sowohl in Bosnien wie im Friaul in mutmaßlich älteren Komplexen aufgefunden habe. Jedenfalls

<sup>1)</sup> a. a. O., Österr.-Ungarn, Taf. XIX, Fig. 8a.



kulminiert die Type aber in jüngeren Horizonten. Aus Gaas, von wo sie sowohl HÉBERT und RENEVIER a. a. O. als auch MILNE-EDWARDS und HAIME angeben, ist sie mir indessen auffallender Weise noch nicht zu Gesicht gekommen, trotzdem ich von dort durch eigene Aufsammlungen ein größeres Material in meiner Sammlung besitze.

*Leptophyllia dubravitzensis* OPPH.  
= *Leptomussa costellata* FELIX

in Palaeontographica 56, S. 126, Taf. XII, Fig. 12, und diese Monatsber. 1910, S. 138.

Ich habe mich, nachdem mir Herr Prof. FELIX seine ursprünglich leider nur von der Außenwand her in nur einer Figur abgebildeten Original Exemplare zugesandt hatte, davon überzeugt, daß diese zu *Leptophyllia* gehören und mit der von mir früher beschriebenen *Turbinoseris dubravitzensis* spezifisch vollständig übereinstimmen. Da mir von der dalmatinischen Type seinerzeit nur zwei, und zwar jugendliche, Stücke vorlagen, so könnte vielleicht diese spezifische Übereinstimmung, von der ich subjektiv überzeugt bin, von anderer Seite angezweifelt werden. Ganz unstreitig ist aber das Auftreten der von FELIX beschriebenen Type von Barcelona im bosnischen Eocän, aus welchem sie mir zumal von dem neuen Fundpunkt Rosići in einer Fülle von Exemplaren vorliegt, und es werden hier bei der Beschreibung dieser bosnischen Eocänfaunen nähere Einzelheiten und eine größere Anzahl von Figuren gegeben werden. Wie mir früher entgangen war, hat bereits 1885 R. F. TOMES<sup>1)</sup> die vollständige generische Übereinstimmung zwischen *Leptophyllia* REUSS und *Turbinoseris* DUNCAN betont, und auch VAUGHAN<sup>2)</sup> scheint in neuerer Zeit dieser Ansicht zuzuneigen, wenngleich er die Frage vor einer erneuten Untersuchung des Gattungstypus von *Turbinoseris* DUNCAN, der *T. Defromenteli* DUNC. aus dem Lower Greensand von Atherfield in England, nicht für absolut entscheidbar ansieht. Es findet

<sup>1)</sup> Observations of some imperfectly known Madreporaria from the cretaceous formation of England. Geological Magazine, Dekade III, Bd. II, London 1885, S. 541 ff. Vgl. S. 550—551.

<sup>2)</sup> T. WAYLAND VAUGHAN: A critical review of the literature on the simple genera of the madreporaria fungida, with a tentative classification. Proceedings of the U. S. National Museum XXVIII, S. 371—424. Washington 1905. Vgl. S. 391: „but it seems probable that *Turbinoseris* is a synonym of *Leptophyllia* REUSS“. Vgl. auch S. 410 ff. für die weitere Besprechung der Gattung *Turbinoseris* DUNCAN selbst.

sich im übrigen die einschlägige Literatur in dem zitierten Aufsätze VAUGHANS in so mustergültiger Weise zusammengetragen, daß ich um so eher darauf verweisen kann, als ich nicht die Absicht hege, mich dieser Spezialfrage hier eingehender zu widmen.

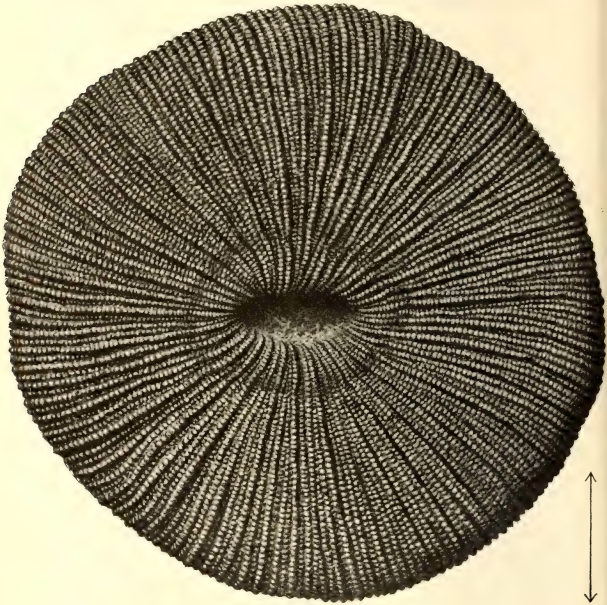


Fig. 5.

*Cycloseris barcelonensis* n. sp. Stark vergrößert (4,5:1). Zeichnung.  
Casa Lluçia bei Barcelona. Koll. OPPENHEIM.

*Cycloseris barcelonensis* n. sp. (Fig. 5 u. 6.)  
= *Cycloseris patera* FELIX non MENEHINI nec. aut.  
(FELIX: a. a. O., S. 121, Taf. XII, Fig. 9—11.)

Daß es sich bei der von FELIX a. a. O., S. 121, Taf. XII, Fig. 9—11, beschriebenen und abgebildeten Type niemals um *C. patera* MENEH. handeln kann, habe ich bereits früher

erklärt<sup>1)</sup> und kann es hier nur wiederholen. Nachdem mir nunmehr durch das Comptoir géologique in Genf 4 Exemplare der Type von Barcelona selbst vorliegen, bin ich in der Lage, mich hinsichtlich dieser Form nicht nur negativ zu äußern. Ich habe meine Exemplare teilweise einer sehr vorsichtigen Ätzkalibehandlung unterworfen und dabei die Verhältnisse der Oberfläche in einer Weise freigelegt, wie dies mir von analogen Formen kaum bekannt ist. Als ein sehr hervortretendes

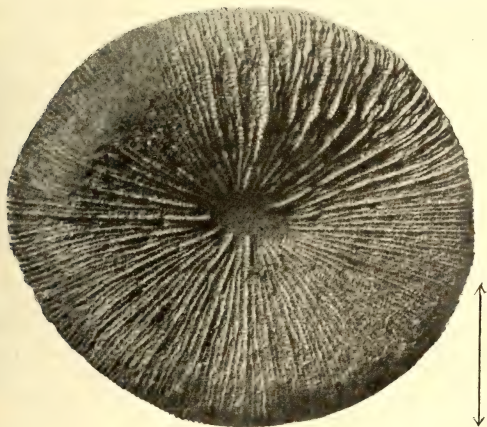


Fig. 6.

*Cycloseris barcelonensis* n. sp.  $2\frac{1}{2}:1$ . Photogramm eines anderen Individuums.

Casa Llucia bei Barcelona. Koll. OPPENHEIM.

Merkmal ist hier deutlich geworden die ausgesprochen *oblonge* Gestalt der sehr tiefen medianen Kelchgrube. Ebenso klar tritt hervor das paliartige Anschwellen der Septen, etwa 3—4 mm vor dieser Grube, und zwar zeigen es besonders die Septen der ersten beiden Zyklen, im geringeren Maße läßt es sich aber auch bei dem drittletzten Zyklus beobachten, und zwar ist es kein eigentliches Anschwellen, sondern eine sehr

<sup>1)</sup> Vgl. meine Ausführungen in dieser Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. S. 136—137.

regelmäßige Unterbrechung der Septalkörnelerung in der eben erwähnten Entfernung, und diese tritt mit so auffallender Konstanz ein, daß an Verletzungen des im übrigen sonst ganz gleichmäßig gekörneltten Gebildes hier gar nicht gedacht werden kann. Von der Seite gesehen, findet sich hier ein schwacher Einschnitt, an welchem die trabekuläre Körnelung aussetzt, und vor welchem in der Richtung auf die Kelchgrube hin das dann wieder gleichmäßig geperlte Septum neu ansteigt. Dieses ist im allgemeinen auf Fig. 10 bei FELIX zu sehen, doch ist die Figur augenscheinlich etwas schematisiert und die Kronenblättchen dadurch zu lang geraten. Bei Fig. 11 kann man mit gutem Willen die Pali erkennen, doch sind hier augenscheinlich bei der Präparation die Scheidewände seitlich zu weit herausgetreten, und dadurch wird eine gewisse Unregelmäßigkeit des Bildes bedingt. Ich vermute dies mit ziemlicher Sicherheit auf Grund eines analogen Exemplars, bei welchem augenscheinlich die Ätzkalibehandlung etwas zu weit fortgesetzt wurde. Abgesehen von den beiden erwähnten Merkmalen, der oblongen Kelchgrube und der Beschaffenheit der Kronenblättchen, kann ich mich mit der eingehenden Beschreibung, welche die Type bei FELIX erfahren hat, einverstanden erklären.

Wir gelangen nunmehr zu der Frage, wie diese Type von Barcelona zu bezeichnen ist. Diese ist durchaus nicht so leicht zu beantworten. Ich bin auch heute noch wie früher<sup>1)</sup> der Ansicht, daß die spanische Form der *Cycloseris Perezi* J. HAIME recht nahesteht, allerdings glaubt man dies nicht, wenn man die Abbildung bei FELIX mit derjenigen bei MICHELIN<sup>2)</sup> und REUSS<sup>3)</sup> vergleicht, obgleich auch hier in der allgemeinen Gestalt und Anordnung der Septen hervorragende Ähnlichkeiten vorhanden sind. Wenn man diese Abbildungen zugrunde legen würde, so müßte man die Type von Barcelona auf Grund ihrer sehr ausgesprochenen Palibildung und der rhombischen Kelchgrube als besondere Art von ihnen trennen. Zu vergleichen wäre dann ev. noch der *Cyclolites* (auf die generischen Verhältnisse werde ich weiter unten noch einzugehen haben) *alpina* D'ORB. sp. von Faudon und S. Bonnet<sup>4)</sup>, für welchen die häufig oblonge Gestalt der Kelchgrube und eine gewisse Verdickung der Hauptsepten angegeben wird;

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. S. 137.

<sup>2)</sup> Iconographie zoophytologique, Taf. 61, Fig. 2a—b.

<sup>3)</sup> Pal. Stud. III, Taf. XII, Fig. 1—1a.

<sup>4)</sup> Vgl. HÉBERT und RENEVIER: Terrain nummulitique supérieur, S. 73, Taf. II, Fig. 9, und MILNE-EDWARDS und HAIME: Hist. nat. des Corall. III, S. 37.

aber abgesehen davon, daß das erste Merkmal nicht durchgreifend ist, denn MILNE-EDWARDS und HAIME schreiben ausdrücklich: „fossette centrale bien marquée, tantôt arrondie, tantôt oblongue“, und daß für die Verdickung der Septen gesagt wird, sie erfolge in ihrem mittleren und oberen Abschnitte, also anscheinend nicht in der Nähe der Kelchgrube, so ist auch die übrige Beschreibung der Form nicht dazu angetan, eine Identifikation eintreten zu lassen, da z. B. von der sehr flachen und mit nur schwachen Rändern versehenen Gestalt gesprochen wird, ein Merkmal, welches augenscheinlich auf unsere Type nicht zutrifft, welches man aber auf der Figur 9a<sup>1)</sup> bei HÉBERT und RENEVIER beobachten kann. Nun besitze ich selbst die typische *C. Perezi* in einer ganzen Anzahl von Stücken aus eigenen Aufsammlungen in der Umgegend von Nizza, zumal von La Mortola bei Ventimiglia, wo sie zwar nicht häufig ist, aber mir immerhin in etwa 14 Exemplaren vorliegt. Der Erhaltungszustand ist indessen hier ein derart ungünstiger, daß ich, trotzdem ich über mehrere vom Gestein leidlich befreite Kelche verfüge, mich über die feineren Merkmale, wie deren die Type von Barcelona darbietet und welche ev. als Unterschied zu benutzen sein würden, nicht aussprechen kann. Dasselbe gilt von den Vorkommnissen aus dem Vicentino, wo die Form meist in den zähen Tuffen von San Giovanni Ilarione eingeschlossen auftritt und wo nur mit großer Schwierigkeit eine Kelchansicht zu erlangen ist. Hier scheinen zwei Exemplare in meiner Sammlung, das eine aus Ciuppio, das andere von Grola bei Valdagno, die oblonge Kelchgrube darzubieten, doch wäre hier angesichts der ungünstigen Erhaltung auch dieser Stücke leicht ein Irrtum meinerseits möglich. Andererseits sind sich die Autoren über die kreisförmige Gestalt der Kelchgrube bei der typischen *Cycloseris Perezi* bisher durchaus einig. Schon MILNE-EDWARDS und HAIME betonen sie; REUSS<sup>2)</sup> drückt sich hinsichtlich dieses Momentes in analoger Weise aus, und auch DUNCAN schreibt von der Form von Sind, welche er a. a. O., S. 79, augenscheinlich irrtümlich

---

<sup>1)</sup> Es sei hier bemerkt, daß die Form, welche DUNCAN a. a. O. als *Cyclolites alpina* aus dem indischen Alttertiär angibt, ganz augenscheinlich, soweit man sich nach den Fig. 8—9 auf Taf. XIII des zitierten Werkes überhaupt ein Bild machen kann, nicht hierher gehört, was im übrigen von der Mehrzahl der hier mit europäischen Arten vereinigten Formen behauptet werden kann. (Vgl. P. MARTIN DUNCAN: Sind fossil corals and Aleyonaria. Palaeontologia Indica, Memoirs of the geological survey of India, Ser. XIV, Calcutta 1880, S. 52 ff.)

<sup>2)</sup> Vgl. Pal. Stud. I, S. 16: „Die Zentralgrube ist sehr enge und oberflächlich.“



auf *C. Perezi* zurückführt, aber sicher in der Absicht, dadurch einen gemeinsamen Zug für beide Formen zu betonen, daß sie „circular and small“ sei, während andererseits D'ARCHIAC<sup>1)</sup> bei der Beschreibung seines *Cyclolites andianensis* von Biarritz betont, daß die Kelchgrube fehle bei der typischen *C. Borsonis* MICH. wie bei ihrer Varietät aus den Nummulitenschichten der Palarea. Aus allem scheint hervorzugehen, und dies scheinen meine Exemplare von La Mortola zu bestätigen, daß die Kelchgrube bei der typischen *C. Perezi* sehr wenig ausgebildet, aber kreisförmig ist. Wenn, wie ich immer mehr glaube, sich diese Annahme bestätigt, und auch das Vorhandensein von kronenblattartigen Gebilden bei der Type von Nizza auch bei ganz wohl erhaltenen Exemplaren nicht nachzuweisen ist, so hat allerdings die Form von Barcelona ein wohlbegründetes Anrecht auf eine spezifische Trennung und den neuen Namen, welchen ich hier für sie vorschlage. —

Eine weitere Form, welche in ihrer allgemeinen Gestalt manche Beziehungen zu der Type von Barcelona bietet, ist der *Cyclolites rhomboideus* OPPENH. aus dem Eocän von Dubravitzza bei Scardona in Dalmatien, welchen ich in meiner Monographie von Eocänbildungen der österr.-ungar. Monarchie<sup>2)</sup> beschrieben und abgebildet habe. Leider finde ich aber weder bei mir noch bei DAINELLI<sup>3)</sup>, welcher später dieselbe Art aus Ostrovitzza beschrieben hat, nähere Angaben über die beiden hier in Betracht kommenden Charaktere, das Verhalten der Kelchgrube und das Auftreten oder Fehlen von Pali.

Inzwischen habe ich durch das dankenswerte Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. RUDOLF HOERNES in Graz die beiden Originalexemplare dieses meines *Cyclolites rhomboideus* zugesandt erhalten und kann sie im Stücke vergleichen bzw. das nachtragen, was in meiner ursprünglichen Beschreibung unvollständig geblieben. Von diesen beiden Exemplaren war das eine im Anschliffe, während das andere, a. a. O. auf Taf. XII, Fig. 10—10 a, abgebildete, von mir neuerdings einer Behandlung durch Ätzkali unterworfen wurde. Es sind durch diese die Verhältnisse noch deutlicher geworden, als sie a. a. O. auf

<sup>1)</sup> A. D'ARCHIAC: Description des fossiles du groupe nummulitique recueillis par M. S. P. SPRATT et J. DELBOS aux environs de Bayonne et de Dax. M. S. G. F., 2. Sér., 3, S. 401 („par sa cavité médiane bien limitée et profonde, laquelle manque dans le polypier de l'Astésan, comme dans sa variété des couches à Nummulites de la Palarea“).

<sup>2)</sup> Vgl. a. a. O., S. 203 (59), Taf. XII (II), Fig. 10—10 b.

<sup>3)</sup> La fauna eocenica di Bribir in Dalmazia. Palaeontographia Italica X—XI, Pisa 1904—05. Vgl. X, S. 172 (32).



Fig. 10 sich dargestellt finden, obgleich ich auch jetzt hervorheben kann, daß diese Abbildung im großen und ganzen durchaus korrekt ist. Leider ließ sich auch jetzt der dort erkennbare mediane Fremdkörper nicht entfernen. Immerhin läßt sich mit Sicherheit feststellen, daß die fast kreisförmige Zentralgrube ebenso breit als flach ist, und daß die Septen in ihrem Verlauf durchaus erkennbar an dem schwach abgesetzten Außenrande der Grube nicht jäh in die Tiefe tauchen, sondern ganz allmählich und sanft bis zur Mitte verlaufen, wo sich der Körper findet, den ich für heterogen und vielleicht auf eine Foraminifere zurückzuführen ansehe. Von paliartigen Anschwellungen findet sich keine Spur, und es brauchten somit die Septa, sowohl im ganzen als auch, so weit erkennbar, in den Trabekeln ihres Außenrandes, nicht so viel kräftiger zu sein als bei der spanischen Art, um die dalmatinische Type schon mit Sicherheit spezifisch unterscheiden zu lassen durch die größere Weite und Flachheit ihrer Kelchgrube, deren kreisrunde Form und das Fehlen der Kronenblättchen. Was nun die Gestalt und große Tiefe der Grube anlangt, so ist zuzugeben, daß in diesem Punkte die *Cycloseris patera* MENECHINI der spanischen Art am ähnlichsten ist. Die REUSSsche Abbildung<sup>1)</sup> läßt allerdings hier im Stich, da die Kelchgrube hier zu seicht und zu kreisförmig gezeichnet ist, doch schreibt REUSS selbst im Texte S. 16, daß die Septa nach innen in einer engen, sehr wenig verlängerten Zentraldepression endigen. Meine eigene Abbildung<sup>2)</sup> ist in diesem Punkte besser, obgleich auch hier die Verhältnisse der Kelchmitte nicht allzu deutlich geworden sind. Typisch ist dagegen die Abbildung des *Cyclolites Garnieri*, den ich mit TOURNOUER in den Priabonaschichten S. 56 mit der venetianischen Art identifiziere. TOURNOUER gibt hier im Texte<sup>3)</sup> selbst an: „Fossette calicinaire oblongue“ und zeichnet dementsprechend auch auf Taf. VI Fig. 5a a. a. O. Nun habe ich hinsichtlich dieser Art im Nachtrag zu meinen Priabonaschichten auf Grund eines in Paris erworbenen Stückes meiner Sammlung von Allons die Behauptung aufgestellt, daß diese nur ein Jugendstadium des in den gleichen Schichten auftretenden *Cyclolites Heberti* Tourn. sei. Diese Behauptung möchte ich hierdurch zurückziehen sowohl für die TOURNOUERSche Art wie für die Exemplare von

<sup>1)</sup> Pal. Stud. III, Taf. XLI, Fig. 2b.

<sup>2)</sup> Vgl.: Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Palaeontographica 47, Taf. XXI, Fig. 3.

<sup>3)</sup> B. S. G. F., 2. Série, XIX, S. 525.

S. Bovo bei Bassano, welche ich mit dieser identifiziert und in den Priabonaschichten auf Taf. XXI Fig. 26a und b dargestellt habe. Was die letztere anlangt, so war ich stutzig geworden sowohl durch ihre etwas flachere Gestalt als besonders durch die verhältnismäßig bedeutendere Stärke ihrer Primärsepten, welche hier mehr hervortreten, während sie bei dem typischen *Cyclolites patera* MENEGH. nahezu gleich sind. Diese Unterschiede muß ich auch jetzt noch an meinem Material als vorhanden anerkennen. Andererseits ist die grobe und relativ sehr breite Form der Septaltrabekeln auch bei den Individuen von S. Bovo genau die gleiche, wie wir sie bei dem typischen *C. patera* der Umgegend von Possagno antreffen. Ich möchte daher es in Zweifel lassen, ob die Type von S. Bovo wirklich dem *C. patera* angehört und möchte andererseits betonen, daß das Individuum, welches ich von Allons erworben habe, und welches sich noch in meiner Sammlung befindet, im wesentlichen mit der Form von S. Bovo übereinstimmt, wie diese ziemlich flach ist und einen hervortretenden Unterschied in der Stärke der Septen zeigt bei einer sehr groben Körnelung des Septalrandes, wie es unter den verwandten Formen nur der typische *C. patera* besitzt. Die größere Flachheit der Type von Allons läßt sich auch an der Figur 5c bei TOURNOUER beobachten, obgleich an meinem Exemplar dieses Merkmal noch überwiegt und die Unterseite nicht nur platt, sondern in der Mitte sogar leicht eingesenkt erscheint. Wenn man will, kann man auch einen Unterschied in der Septalstärke auf Fig. 5a wahrnehmen. Möglicherweise würde also neben dem typischen *C. patera* MENEGH. auch ein *C. Garnieri* Tourn. zu unterscheiden sein, auf welchen dann die Form von S. Bovo zurückzuführen sein würde. Zur Abgrenzung dieses *C. Garnieri* würde aber speziell aus den Niederalpen ein größeres Material nötig sein, als es mir augenblicklich zu Gebote steht. Jedenfalls besitzen beide Typen die oblonge und schmale Kelchgrube, welche der Form von Barcelona eigen ist, haben aber keinerlei Pali und breitere, größere Trabekeln am freien Oberrande ihrer Scheidewände.

Es werden bei der weiteren Trennung dieser sehr ähnlichen Formen die Verhältnisse der Zentralgrube in weit höherem Maße Berücksichtigung finden müssen, als dies gemeinhin geschieht, wie diese denn auch für die älteren Autoren stets von hervorragender Bedeutung gewesen sind. Daß die typische *Cycloseris Perezi* von Nizza eine ganz flache, kaum nach außen abgegrenzte und im wesentlichen kreisförmige Kelchgrube besitzt, hatte ich schon Gelegenheit zu betonen an der Hand meines

eigenen Materials wie der bisher vorliegenden Abbildungen. Auch REUSS spricht a. a. O. von einer „oberflächlichen“ Kelchgrube, nennt diese allerdings sehr enge, was weder mit der Wirklichkeit noch mit seiner eigenen Abbildung Taf. XLI, Fig. 1, a. a. O., übereinstimmt. Auch die Zentralgrube der *Cycloseris ephippiata* D'ACH. bei REUSS, Fig. 4, Taf. XLI, ist ganz oberflächlich, trotzdem sie vom Autor auf S. 17 a. a. O. umfangreicher und tiefer als bei *Cycloseris Perezi* genannt wird. Es dürfte unter den Sachkundigen bekannt sein, daß FELIX<sup>1)</sup> mit Recht diese Form früher mit der typischen *Cycloseris Perezi* zusammengezogen hat oder wenigstens mit demjenigen, was REUSS *C. Perezi* nennt. Denn schlüssige Beweise für die spezifische Identität alles dessen, was unter diesem Namen gilt, sind meiner Überzeugung nach nicht vorhanden, und selbst nach meinem eigenen venetianischen Material, wie erwähnt, unsicher, zumal da, wie bereits oben bemerkt, auch hier Andeutungen von Verschiedenheiten in der Gestalt der Kelchgrube bekannt sind; und es ist für mich, der ich den Erhaltungszustand aller dieser Formen kenne, vollkommen gleichgültig, ob sie von Autoren wie HAIME, D'ACHIARDI und REUSS „tutti valenti in materia“ zusammengezogen worden sind, eben weil ich weiß, daß das Vergleichsmaterial dieser Autoren durchaus nicht so reichlich war, wie Herr DAINELLI, der dem Gegenstand augenscheinlich sehr viel ferner steht, annimmt<sup>2)</sup>. Ich halte es für viel leichter, in solchen Fällen auf die Worte des Meisters kritiklos zu schwören, als sein Werk kritisch nachzuarbeiten. Jedenfalls kommt in dem letzteren Falle mehr für die Wissenschaft heraus.

Hinsichtlich des Auftretens von Pali<sup>3)</sup> bei diesen Formen möge darauf hingewiesen sein, daß auch DUNCAN für den *Cyclo-lites orientalis* aus dem indischen Alttertiär a. a. O., S. 79, angibt, daß die Septa „are . . . . swollen at the free end, so as to imitate pali“, und daß mir auch eine Type aus dem normannischen Eocän vorliegt, welche ich als *Zittelofungia nehouensis* zu veröffentlichen gedenke und welche ebenfalls ähnliche Gebilde besitzt.

<sup>1)</sup> Kritische Studien über die tertiäre Korallenfauna des Vicentins nebst Beschreibung einiger neuer Arten. Diese Zeitschr. 1885, S. 415.

<sup>2)</sup> Vgl. Fauna eocenica di Bribir in Dalmazia. Palaeontographia Italica X—XI, Pisa 1904—1905, S. 173 (33).

<sup>3)</sup> Diese entsprechen allem Anscheine nach den Bildungen, welche DANA bei der Gattung *Fungia* selbst Tentacularzahn genannt hat, weil auf ihm der Tentakel zu ruhen pflegt. Vgl. MILNE-EDWARDS und HAIME: Hist. nat. des Coralliaires III, S. 6.

Mit einigen Worten sei noch auf die generische Bezeichnung aller dieser nahe verwandten Formen hier eingegangen. Ich habe des wiederholten betont, daß mir selbst die Grenze zwischen *Cyclolites* und *Cycloseris* eine äußerst flüssige zu sein scheint und habe schließlich auch die alttertiären Formen, bei welchen ein noch deutlich trabekuläres Septum auftritt, zu der ersteren Gattung gezogen. Ähnlicher Überzeugung scheint auch PRATZ in seiner Beschreibung der ägyptischen Korallen, a. a. O., S. 223—225, zu sein, für den schließlich nur das Vorhandensein von Traversen bei den cretacischen Cycloliten als durchgreifendes Unterscheidungsmerkmal übrig bleibt, während er Vorhandensein oder Fehlen von Anheftung und Epithek, wie den trabekulären oder dichten Charakter des Septums nicht für Unterschiede von entscheidender Bedeutung angibt, da diese Züge bei beiden Gattungen auftreten und fehlen können. Einen analogen Standpunkt scheint auch FELIX a. a. O. im großen und ganzen dieser Frage gegenüber einzunehmen. Nun darf man natürlich nicht vergessen, daß wir im Alttertiär keine Formen mit so ausgesprochenem Höhenwachstum besitzen, wie dies die cretacischen Cycloliten darbieten, und daß das Auftreten und Fehlen der Traversen leicht ausschließlich mit dieser Wachstumserscheinung zusammenhängen dürfte, so daß z. B. das Auffinden ähnlich riesenhafter Formen im Alttertiär auch diesen letzten Unterschied noch mehr verwischen könnte. Vor der Hand wird man ihn indessen wohl als Unterscheidungsmerkmal gelten lassen können. Ich habe inzwischen ermittelt, daß DUNCAN in seiner Revision of the families and genera of Madreporaria, S. 150—151, eine Gattung *Zittelofungia* aufgestellt hat, welche gerade für die alttertiäre Form mit Cycloliteshabitus, aber fehlenden Traversen begründet wurde. Hierher sollen die indischen alttertiären Cyclolitesarten, wie sie DUNCAN in der Palaeontologia indica beschreibt und besonders auf Taf. XVII abbildet, gehören, wie „wahrscheinlich auch die französischen Eocäncycloliten“. Daß diese Formen nun sämtlich undurchbohrte Septa besaßen, wie DUNCAN angibt, halte ich mit PRATZ für irrtümlich, wie sich für eine Reihe von speziell der europäischen Vorkommnisse beweisen läßt. Andererseits bedarf die Frage, ob wirklich die eine ziemliche Höhe erreichenden indischen Arten keinerlei Traversen besitzen, vielleicht doch noch einer eingehenden Nachprüfung. Immerhin, wenn ich auch nicht glaube, daß die Unterschiede zwischen *Cyclolites* und *Cycloseris* ganz durchgreifend sind, kann man doch vielleicht die DUNCANSche Gattung weiter verwenden für cyclolitesähnliche Formen des

Alttertiärs, die gewöhnlich ohne ausgesprochenes Höhenwachstum und daher wohl ohne Traversen<sup>1)</sup> sind, ein weniger trabekuläres, d. h. mit von feineren Poren durchbohrtes, Septum besitzen als *Cyclolites* und fast stets Epithek in größerem oder geringerem Grade besitzen. Es sei hier bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, daß die dort beschriebene und abgebildete<sup>2)</sup> *C. aegyptiaca* PRATZ sich innig anschließt an die *C. minuta* REUSS<sup>3)</sup>, was augenscheinlich PRATZ entgangen war. Allerdings scheinen sich beide Formen bei großer Ähnlichkeit dadurch spezifisch zu unterscheiden, daß bei der ägyptischen Art die Septa des dritten Zyklus länger sind als die des zweiten und sich untereinander vereinigen, während bei der ungarischen das Umgekehrte der Fall ist; sonst hat die Art der Verschnörkelung des Septalapparates außerordentlich viel Gemeinsames und prägt in Verbindung mit der sehr geringen Größe des Polypars und seiner Befestigung auf Nummuliten beiden Formen den gleichen Stempel auf.

Das Haupt- und jedenfalls entscheidende Merkmal, welches nun nach FELIX *Cyclolites* und *Cycloseris* trennen soll, das Vorhandensein resp. Fehlen von Traversen, scheint für andere Autoren keinerlei Bedeutung zu besitzen. So stellt ein so hervorragender Korallenkenner wie VAUGHAN in seiner bereits oben zitierten Arbeit die Gattung *Cyclolites* LK. zu den Anabaciiden DUNCANS, für welche es in der Originaldiagnose ausdrücklich heißt: „Dissepiments absent“, und fügt hinzu: „The family must be extended to include genera in which dissepiments exist“. Also die Traversen haben hier so geringe Wichtigkeit, daß sie bei den nächsten Verwandten fehlen können. Andererseits wird von dem gleichen Autor nach dem Vorgange von DOEDERLEIN *Cycloseris* M. EDW. u. H. in die Synonymie der Gattung *Fungia* LK. gezogen<sup>4)</sup>, wobei es sich allerdings anscheinend nur um die rezente *Fungia cyclolites* LK. handelt, während für die tertiären und cretacischen von MILNE-EDWARDS und HAIME zu ihrer Gattung *Cycloseris* gezogenen Formen an

---

<sup>1)</sup> Bei der Diagnose von *Cycloseris*, wie sie PRATZ in seiner Beschreibung der ägyptischen Eocänkorallen gibt, setzt er bei dem Satze „Traversen fehlen“ selbst ein Fragezeichen.

<sup>2)</sup> Vgl. PRATZ: Eocäne Korallen aus der Libyschen Wüste und Ägypten. Palaeontographica, N. F. X, 6 (XXX), S. 225, Taf. XXXV, Fig. 44 a—c.

<sup>3)</sup> Vgl. REUSS: Oberoligocäne Korallen aus Ungarn. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 61, Taf. III des Sep., Fig. 2.

<sup>4)</sup> Vgl. T. WAYLAND VAUGHAN: Recent Madreporaria of the Hawaiian islands and Laysan. Bulletin of the U. S. National Museum 59, Washington 1907, S. 111.



anderer Stelle bemerkt wird: „It may be well to reinvestigate the tertiary and cretaceous species of *Cycloseris*; they may not be congeneric with *Fungia* (*Cycloseris*) *Cyclolites* LAMARCK. It is of especial importance to determine whether the free disks of these corals placed in *Cycloseris* originate as *Anthocyathi*, as in *Fungia*.“ Die letztere Untersuchung dürfte für die fossilen Formen, bei denen die ersten Jugendstadien meist aus dem Zusammenhange gerissen sind, gewiß ihre sehr großen Schwierigkeiten haben, und nur ganz außergewöhnlich günstige Funde dürften hier eine Klarheit herbeiführen können. MILNE-EDWARDS und HAIME<sup>1)</sup> haben im übrigen die Entstehung der jungen Fungiden durch Sprossung und die spätere Ablösung der Knospe wie die hierfür grundlegenden Untersuchungen von HUTCHBURY bereits gekannt, nur ihnen — vielleicht mit Recht — nicht den maßgebenden systematischen Wert zuerkannt, den ihnen DOEDERLEIN<sup>2)</sup> und VAUGHAN beimessen. Nun ist aber ebenso auffallend wie betäubend, wenn ein ehrlicher und gewissenhafter, von der Bedeutung eines systematischen Merkmals durchdrungener Autor dieses zur Grundlage einer neuen Klassifikation macht und nach wenigen Jahren selbst gestehen muß, daß er auf diesem Wege nicht weiter gelangt. VAUGHAN hat 1905 im wesentlichen die Struktur von Mauer und Septen seiner neuen Fungiden-Systematik zugrunde gelegt; und schon 1907 muß er selbst bekennen: Arten wie *Fungia elegans* VERRIL mit kompakter Mauer und gleichen, ebenfalls massigen Septen, *F. distorta* mit kompakter Mauer, aber feinporösen Scheidewänden und *F. fungites* mit grobporöser Mauer und mehr oder weniger porösen Septen bilden eine fortlaufende Reihe ohne generische Grenzen. Alle Unterscheidungsmerkmale der feineren Struktur, welche die großen Gruppen der Agariciden, Thamnasteriden, Leptophylliden und Anabaziden scheiden sollten, finden sich hier in einer Gattung vereint! „This study throws doubt on all the attempts to subdivide the Fungidae into families<sup>3)</sup>“.

Es gibt, scheint mir, kein größeres Fiasko als dasjenige, welches die Systematik auf mikroskopischer Grundlage, von der man sich doch so viel versprach, hier betroffen hat! Man steht dem vollkommenen Nihilismus gegenüber und sehnt sich geradezu nach den alten systematischen Schulbegriffen der

<sup>1)</sup> Hist. nat. des Coralliaires III, S. 5—6.

<sup>2)</sup> Die Korallengattung *Fungia*. Abhandl. der Senckenbergischen naturf. Ges. XXVII, Frankfurt a. M. 1902.

<sup>3)</sup> Recent Madrepor. of the Hawaiian Islands, S. 128.



Verfasser der Histoire naturelle des Coralliaires; so künstlich sie auch immerhin waren, sie gaben doch wenigstens feste Anhaltspunkte, ein Netz, welches aus dem Flusse der Erscheinungen einiges festzuhalten gestattete, während jetzt das Ganze durch die Maschen läuft! Eine derartige Zersetzung aller systematischen Anschauungen dürfte auf keinem anderen Gebiete der systematischen Forschung anzutreffen sein, und sie macht einmal eine gewisse Abneigung, sich mit diesen so künstlerisch schönen Naturgebilden wissenschaftlich zu befassen, begreiflich, wie sie andererseits gewisse ganz moderne Versuche, die Phyllogenie des Korallenstammes zu entwirren, unserem Verständnisse näher bringt. Schließlich, wenn alle Stränge reißen, versucht man es auf diesem Wege und kehrt auf den LINNÉschen Standpunkt zurück, hat seine Astraeen und Fungien im Palaeo-coicum, und der Kreislauf ist wieder einmal geschlossen<sup>1)</sup>.

*Cyathoseris dinarica* OPPENH.

1901 *Cyathoseris dinarica* OPPH. in: Alttertiäre Faunen der österr.-ung. Monarchie, S. 204 (60), Taf. XIII (III), Fig. 2—2b.

1909 *Leptoseris patula* MICHT. sp. in FELIX: Korallen von Barcelona, S. 122, Taf. XII, Fig. 1 (non 2).

Die Unterscheidung der Formen, welche sich an die *Thamnastraea patula* MICHT. und des *Mycedium hypocrateriformis* des gleichen Autors anschließen und welche im Alttertiär des mediterranen Bereiches, und zwar schon vom Eocän an, ungemein verbreitet sind, bildet unleugbar große Schwierigkeiten, sowohl was die spezifische Abgrenzung als was die generische Zugehörigkeit aller dieser Formen angeht. Die Bemerkungen von FELIX bieten hier sicher viel Anregendes und Richtiges, wenn ich ihnen auch nicht in allen Punkten zu folgen vermag. FELIX weist a. a. O. darauf hin, daß die Figuren der *Podabacia prisca* bei REUSS<sup>2)</sup>, welche später von REUSS selbst als identisch mit der *Thamnastraea patula* MICHT. erkannt wurden, unleugbar verschiedene Dinge vor-

<sup>1)</sup> In diesem Sinne sind cum grano salis zu vergleichen die neueren Untersuchungen STEINMANNs und seiner Schüler über die Phylogenie des Korallenstammes. Z. B. HEINRICH GERTH: Beiträge zur Phylogenie der Tubocorallier. Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre I, Berlin 1908; und PAUL GROSCH: Phylogenetische Korallenstudien. Inaug.-Dissert. Berlin 1908 bzw. diese Zeitschr. 61, 1909, S. 1.

<sup>2)</sup> Vgl. die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark, Wien 1864, Taf. VI, Fig. 3—5; Taf. VII, Fig. 1—3.

stellen. Die a. a. O. auf Fig. 3 dargestellte großkelchige Form, welche der Hügelrücken gänzlich entbehrt, scheint kaum zu vereinigen mit der kleinkelchigen Type, deren Septocostalien länger und zarter und unter sich nahezu gleich sind, und welche in dem übrigen Teil der Figuren wiedergegeben ist. Nun ist diese Fig. 3 aber gänzlich übereinstimmend mit der in den Paläontologischen Studien III, Taf. XLVI, Fig. 4, gegebenen, und ganz analoge Gestalten liegen auch mir vom Mte delle Grotte bei Mte Viale im Vicentino vor, wie denn die schlechte Abbildung bei MICHELOTTI<sup>1)</sup> sich unschwer auch auf ähnliche Gestalten zurückführen läßt. Insoweit bin ich mit FELIX durchaus einer Ansicht und möchte den Namen *Cyathoseris patula* auf derartige großkelchige Formen beschränkt wissen. Die andere Form mit kleineren Zellsternen, welche auf den übrigen Figuren bei REUSS (Oberburg) dargestellt ist, ist für mich — und darin weiche ich zuerst von FELIX ab — identisch mit der *C. hypoc crateriformis* NICHT. Ich habe selbst früher diese Dinge nicht so scharf auseinandergehalten, denn sonst hätte ich meine *C. dinarica* nicht mit der *C. patula*, sondern mit der *C. hypoc crateriformis* verglichen, denn dieser letzteren steht sie zweifellos ganz ungemein nahe, und ich kann heute nach Durchsicht meiner Materialien als durchgreifenden Unterschied nur noch aufrechterhalten das regelmäßige Alternieren der Septocostalien in ihrer Stärke und anscheinend auch das Vorhandensein eines bei der jüngeren Form noch niemals nachgewiesenen sehr deutlich umschriebenen Zentralkelches. Diese Verschiedenheiten finde ich aber nach Durchsicht großer Materialien überall bestätigt. Wenn FELIX a. a. O. in diesem Punkte das Gegenteil angibt, so ist dies dadurch begründet, daß er nach meiner Auffassung, die sich auf eine Autopsie von Materialien aus der Umgegend von Barcelona stützt, zwei verschiedene Typen in eine vereinigt, wie aus seinen a. a. O. gegebenen Figuren mir klar hervorzugehen scheint. Ist Fig. 1 für mich der Typus meiner *C. dinarica*, so möchte ich Fig. 2, teilweise im Einklange mit FELIX selbst, auf meine *Leptoseris raristella*<sup>2)</sup> beziehen, mit welcher sie die langgestreckten, äußerst gedrängt stehenden und zarten Septocostalien gemeinsam hat. Ich stimme FELIX in diesem Punkte gern bei, wenn er das von mir dargestellte

<sup>1)</sup> Études sur le Miocène inférieure de l'Italie septentrionale. Mémoire publié par la société hollandaise des Sciences à Harlem 1861, Taf. IV, Fig. 3—4, S. 45.

<sup>2)</sup> Vgl. Alttert. Faunen der österr.-ung. Monarchie, S. 205, Taf. XIII, Fig. 8—8a.

Stück der randlichen Zone zuweist und nicht als Zentralkelch auffaßt, wie ich es seinerzeit irrtümlich getan habe. (Der Ausdruck „Zentralkelchstock“ ist natürlich ein einfacher Lapsus calami.) Was nun die Gattung anlangt, zu welcher diese Formen zu stellen sind, so sehe ich durchaus nicht ein, weshalb das Vorhandensein eines Zentralkelches, ein, wie FELIX selbst a. a. O. schreibt, an und für sich schwankendes Merkmal, diese Type von der Gattung *Cyathoseris* ausschließen soll, mit welcher sie sonst in allen Punkten übereinstimmt. Ich begreife dies um so weniger, als der Typus der Gattung *Cyathoseris* MILNE-EDWARDS und HAIME<sup>1)</sup> bei diesen Autoren die Pariser *C. infundibuliformis* BLAINV. ist und von dieser im Texte, und zwar, wie meine Exemplare beweisen, mit Fug und Recht ausdrücklich gesagt wird „le calice central plus grand que les autres“. Die von MILNE-EDWARDS und HAIME für zwei rezente Formen begründete Gattung *Leptoseris* unterscheidet sich durch ihre außergewöhnlich langen Septocostalien und die sehr undeutlich umschriebenen Kelche. Es müßte erst der Beweis geführt werden, daß diese beiden Merkmale nicht durchgreifend sind, ehe man derartige unbedingt *cyathoseris*-ähnliche Formen, wie die hier beschriebene, zu *Leptoseris* ziehen darf, und zwar müßte dies vor allem an der Hand der rezenten Formen nachgewiesen werden, welche MILNE-EDWARDS und HAIME<sup>2)</sup> von der Insel Bourbon angeben. Was die Formen anlangt, welche, wie FELIX im Texte aufmerksam macht, VAUGHAN<sup>3)</sup> vom Hawaiiarchipel als *Leptoseris* vor kurzem beschrieben hat, so müßte erst der Beweis geliefert werden, daß dies wirklich *Leptoseris*-arten im Sinne von MILNE-EDWARDS und HAIME sind. Dieser Beweis ist a. a. O. überhaupt nicht versucht worden, und unter den mir bekannt gewordenen Arbeiten dieses ausgezeichneten Korallenkenners wüßte ich nicht, wo die Gattung *Leptoseris* und ihre generischen Merkmale näher diskutiert worden seien. Im Sinne von MILNE-EDWARDS und HAIME<sup>4)</sup> sind die wesentlichen Merkmale dieser Gattung ihre kleine und zarte Gestalt, die äußerst geringe Zahl ihrer Nebenkeln und die relativ sehr bedeutende Größe des Zentralkelches, die große Länge der Septocostalien und die undeutliche Abgrenzung der den Hauptkelch umgebenden, von ihnen gebildeten kleineren Kelche. Daß diese letzteren

<sup>1)</sup> Vgl. Hist. nat. des Corall. III, S. 59—60.

<sup>2)</sup> Vgl. Hist. nat. des Corall. III, S. 76.

<sup>3)</sup> Recent Madreporaria of the Hawaiian Islands and Laysan. Smithsonian Institution, Washington 1907.

<sup>4)</sup> Vgl. Hist. nat. des Corall. III, S. 76.

äußerst undeutlich ausgebildet sein müssen, bei den Formen des indischen Ozeans, welche MILNE-EDWARDS und HAIME als Typen ihres Genus vor Augen hatten, geht schon daraus hervor, daß die Autoren direkt von einer „difffluence des calices“ sprechen, also geradezu ein Zerfließen des Kelches in dem diesen umgebenden Septalgewebe angeben. Nun kann man gewiß angesichts dieser generischen Konstruktion zweierlei tun: entweder sie sinngemäß durch Züge erweitern, die man an verwandten und unstreitig zum Genus gehörigen Formen beobachtete, oder sie auflösen, nachdem man gefunden, daß alle die für das Genus von ihren Begründern angegebenen Merkmale bei anderen Gattungen der Lophoseriden in derselben Zusammensetzung wiederkehren. Für den letzteren Weg ließe sich zudem mancherlei aufführen, wie das gewiß richtige und auch in der Pariser *Cyathoseris infundibuliformis* MICH. zu beobachtende Moment, daß ein größerer Zentralkelch vorhanden sein kann; aber daß er auch bei spezifisch nicht zu trennenden Individuen infolge weitgehender Teilung gänzlich verschwindet, wie, daß sich auch hier an der Peripherie Kelche finden, welche so typisch zerfließen, wie dies von irgendeinem *Leptoseris*-Kelche nur der Fall sein kann, und daß dieses Merkmal bei anderen Leptoseriden wiederkehrt. Ebenso kann ich mir vorstellen, daß man vielleicht andere Charaktere finden könnte, durch welche die generische Selbständigkeit von *Leptoseris* im Sinne von MILNE-EDWARDS und HAIME mehr gestützt würde. Wenn z. B. diese Form beständig nur die geringe Größe und außergewöhnliche Zartheit ihrer Skelettelemente besitzen würde, welche MILNE EDWARDS und HAIME für *Leptoseris fragilis* und *Edwardsi* a. a. O. angeben, und es dabei ausgeschlossen wäre, daß es sich hier um Jugendformen anderer Lophoseriden handele, so würde dieses Moment wohl für ein Fortbestehen der Gattung aufzuführen sein. Es geht aber meiner systematischen Überzeugung nach nicht an, ohne weitere Begründung mit VAUGHAN in die alte Gattung von MILNE-EDWARDS und HAIME Formen hineinzupressen, welche sich in den wesentlichsten Zügen unterscheiden. Wenn der amerikanische Autor beobachtete, daß bei *L. Hawaiiensis*<sup>1)</sup> die Septocostalien undurchbohrt, bei *L. scabra* dagegen perforiert sind, und trotzdem beide in eine Gattung stellt, so kann er sich dabei auf die analogen Verhältnisse bei der Gattung *Fungia* berufen, wobei natürlich andererseits klar hervortritt, einen wie geringen Wert die Septalzusammensetzung bei den rezenten Formen

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 137, Taf. XXXIX—XL.

besitzt, die wir doch für die fossilen zu einer der Grundlagen des Systems gemacht haben. Wenn man aber andererseits die von VAUGHAN gegebenen Figuren betrachtet, so sieht man im allgemeinen in diesen großen Korallenstöcken mit teilweise sehr wohlumschriebenen Kelchen keinen Zug, welcher an das MILNE-EDWARDS- und HAIMESche Genus erinnern würde. Am meisten würde zu diesen noch die Fig. 1—1a auf Taf. XXXIX passen, welche VAUGHAN zu *L. Hawaiiensis* zieht. Wenn aber Fig. 2—2a der gleichen Tafel in dieselbe Gattung und sogar zu derselben Art zu ziehen sind, wie dies der amerikanische Autor fordert, anscheinend auf Grund zahlreicher im Text von ihm erwähnter Übergänge, so verlieren diese Leptoserismerkmale überhaupt jede Bedeutung. Nur die etwas größere Länge der Septocostalien bei dieser *L. Hawaiiensis*, und zwar bei der Fig. 2, Taf. XXXIX, des VAUGHANSchen Werkes, würde hindern, in dieser Form eine einfache Lophoseris zu sehen, und andererseits nähern sich Formen wie die *L. scabra*<sup>1)</sup> wieder ungemein den alttertiären Cyathoserisformen. Allerdings sollen sie perforierte Septa haben, während die Gattung *Cyathoseris* im Sinne von MILNE-EDWARDS und HAIME diese undurchbohrt besitzt, aber wir sahen bereits oben, wie sehr gerade dieses Merkmal versagt. So erhält man hier, wie auch bei anderen Arbeiten des amerikanischen Autors den Eindruck, wie gänzlich unbefriedigend und verfahren die Systematik aller dieser Formen augenblicklich ist. Man ist im vollen Zuge, das bestehende Gebäude abzureißen, hat aber anscheinend noch kaum den Grundriß für das neue, an seine Stelle zu setzende entworfen, geschweige die Fundamente dafür gelegt. Damit soll natürlich nicht der geringste Vorwurf ausgesprochen werden, im Gegenteil. Wahrscheinlich wird die genauere Kenntnis der rezenten Formen und die natürlichere, neu zu begründende Systematik auf die Dauer sehr fruchtbringend auf unsere paläontologischen Studien einwirken. Es soll nur gekennzeichnet werden, daß wir augenblicklich für diese sozusagen obdachlos geworden sind, und daß wir daher doppelt vorsichtig sein müssen mit der Festlegung unserer systematischen Begriffe. Und da halte ich es denn für entschieden mehr im Interesse der Wissenschaft, noch bei denjenigen zu verharren, welche uns in dem hiesigen Spezialfalle durch das klassische, wenn auch in vielen Punkten veraltete und überholte Werk von MILNE-EDWARDS und HAIME vorliegen, da hier wenigstens die festen Grenzen gelegt sind,

<sup>1)</sup> VAUGHAN: a. a. O., Taf. XLI, Fig. 2.



innerhalb welcher wir uns zu bewegen und die Dinge anzuordnen vermögen. Wenn FELIX daher die oben betrachteten tertiären Formen in die Gattung *Leptoseris* bringt und als Typus für diese wählt nicht die Beschreibung von MILNE-EDWARDS und HAIME und die Abbildungen, auf welche sich die französischen Autoren beziehen, und welche in dem Voyage au pôle sud von DUMONT D'URVILLE durch *L. Rousseau* gegeben sind<sup>1)</sup>, sondern die Beschreibungen und Illustrationen, welche VAUGHAN für Formen gibt, deren Zugehörigkeit zu der alten Gattung *Leptoseris* doch zum mindesten noch immer sehr zweifelhaft bleibt, so handelt er meiner Überzeugung nach damit nicht ganz im Sinne einer ruhigen Fortbildung unseres paläontologischen Materials, und ich glaube, daß für die Kenntnis dieser Formen die eingehenden Untersuchungen und Darlegungen weit fruchtbringender sind, welche REISS in seinen Korallen der Reiter Schichten auf S. 123 ff. dem Gegenstande widmet. Ich halte es für zweckmäßiger, wenigstens vorläufig, d. h. bis zu einer befriedigenden Systematik der Lophoserinen, diese Formen weiter mit REISS zu *Cyathoseris* zu stellen, wobei es dann Geschmackssache bleibt, ob man die unleugbaren Beziehungen, welche ein Teil wenigstens von ihnen mit *Mycedium* besitzen, durch eine Gattung *Mycedoseris*<sup>2)</sup> hervorheben will oder nicht. Die von REUSS in Paläontologischen Studien II aus dem Unteroligocän von Crosara als *L. antiqua*, Taf. XIX, Fig. 3a—b, beschriebene und abgebildete Form besitzt wesentliche Züge der Gattung *Leptoseris* im Sinne der französischen Autoren. Indessen bin ich nicht unbedingt sicher, ob sie nicht doch vielleicht ein Jugendstadium einer *Cyathoseris* darstellt und verweise dabei auf die Ähnlichkeiten, welche obwalten zwischen ihr und dem Zentralteil der auf der gleichen Tafel von REUSS auf Fig. 4a abgebildeten *C. affinis* REUSS, die denselben Schichten von Crosara entstammt.

Ich möchte also, um zusammenzufassen unterscheiden:

1. die jüngeren oligocänen Typen, und zwar:
  - a) *C. patula* MICHT., abgebildet bei REUSS: Oberburg, Taf. VI, Fig. 3, und Paläontolog. Studien III, Taf. XLVI, Fig. 4;
  - b) *C. hypocrateriformis* MICHT., abgebildet besonders bei REUSS: Oberburg, Taf. VI, Fig. 4—5, Taf. VII,

<sup>1)</sup> a. a. O., Zoologie V, S. 123: Zoophytes, Taf. XXIX, Fig. 1.

<sup>2)</sup> Diese Schreibweise ist der anderen vorzuziehen. Ich weiß nicht, aus welchem Grunde REISS *Mycetoseris* wählt.



Fig. 1—3, als Teil seiner mit *C. patula* zusammenfallenden *Podabacia prisca*, dann bei REUSS: Pal. Stud. I, Taf. XVI, Fig. 2 (*Mycedium profundum*) und ebendort Taf. XXI, Fig. 1—3 (*C. pseudomaenandra* REUSS) und dann

2. die älteren eocänen Formen, und zwar:

- a) *C. dinarica* OPPH., abgebildet bei mir: Österr.-Ungarn, T. XIII, Fig. 2—2b, und besonders bei FELIX: Barcelona, Fig. 1, und
- b) *C. raristella* OPPH., abgebildet bei mir: Österr.-Ungarn, Taf. XIII, Fig. 8—8a, und besonders bei FELIX: Barcelona, Taf. XII, Fig. 2.

*Serpula (Placostegus?) Felixii* n. sp. (Fig. 7—8.)

Auf den Korallenresten des Alttertiärs aus der Umgegend von Barcelona sind nicht selten Reste von Serpulinen, mit welchen ich mich ursprünglich nicht zu beschäftigen gedachte. Es liegt mir nun aber vom Comptoir géologique Suisse eine so auffallende Form vor, daß ich der Versuchung nicht widerstehen konnte, sie näher zu betrachten.

Diese Wurmrohren, deren Durchmesser an der Mündung ca. 5 mm beträgt, während er an der breitesten Stelle des Körpers etwa 7 betragen dürfte, sitzen zu beiden Seiten auf einem Korallenreste fest, der, ich weiß nicht auf Grund welcher Angaben, als *Leptoseris patula* MICHT. bezeichnet ist, in Wirklichkeit aber eine sehr stark zusammengedrückte *Leptophyllia* darstellt. Die Röhren sind in ihrer ganzen Ausdehnung auf der mit starken, unregelmäßigen Zacken versehenen Dorsalseite festgewachsen. Dieser gegenüberliegend, also auf der ventralen Innenseite, findet sich eine tiefe Rinne, welche man bis zum Anfange der Schale hin verfolgen kann. An diesem Spalt nun sind die ziemlich sparsam gestellten Anwachsstreifen sattelförmig aufgebogen. Sie sind zudem sehr vertieft eingeschnitten, so daß die von ihnen begrenzten Abschnitte von unregelmäßiger und sehr wechselnder Größe fast wirbelförmig orientiert sind. An den größeren Stücken bemerkt man, daß die Spitze des Sattels nach vorn, d. h. nach der Mündung zu gerichtet ist. Diese letztere ist mehr oder weniger verengt, und da die Schale sehr dick ist, ist nur ein verhältnismäßig sehr unbedeutender, fast kreisförmiger Hohlraum vorhanden, während der Durchschnitt der Röhre selbst, zumal infolge des starken Dorsalzackens, eine gestreckt elliptische Gestalt besitzt. Andeutungen weiterer Furchen, speziell an den Seiten, sind nicht vorhanden.

Die Gestalt der ersten Windungen ist nicht genau festzustellen, doch scheint die Röhre sich in ihrem Beginn mehrfach knäuelartig um sich selbst zu drehen, ehe sie als mehrfach leicht geschlängelter Körper schräg nach oben verläuft. Die Länge der größten Stücke ist ohne das knäueiförmige Anfangsstadium ca. 45 mm.

Diese Form hat eine sehr ausgesprochene Ähnlichkeit mit der von mir in den Priabonaschichten<sup>1)</sup> auf *S. dilatata* D'ARCH.<sup>2)</sup> bezogene und später von ROVERETO<sup>3)</sup> als *S. Oppenheimi* beschriebene Art von Brendola. Sie scheint sich aber fundamental zu unterscheiden durch die Aufbiegung der Anwachsringe an der Ventralfurche, welche die venetianische Type, wie ich nach genauer Durchmusterung meiner Originale betonen muß, keinesfalls besitzt. Auch sind bei dieser Type von Brendola noch seitliche Furchen vorhanden, und die Anwachsskulptur ist weit gedrängter. Der physiologische Wert dieser Ventralfurche ist mir bisher noch nicht klar geworden, jedenfalls scheint sie von Bedeutung und der Grund für ROVERETO, die Type von Brendola zu *Placostegus* zu ziehen. *S. dilatata* D'ARCH., von welcher ROVERETO die Form der venetianischen Priabonaschichten mit Recht abgetrennt hat<sup>4)</sup>, entbehrt der Ventralfurche, hat dagegen starke Längsrippen, welche den beiden anderen Formen gänzlich fehlen.

Wenn ich nunmehr abschließend überblicke, was mir von Formen aus dem Alttertiär der Umgegend von Barcelona bekannt geworden ist, so kann ich nur hervorheben, daß diese Formen doch einen älteren Eindruck machen, als dieser aus den früheren Untersuchungen von FELIX hervorging. Ein großer Teil gerade der charakteristischsten Korallen hat sich in Bosnien in Absätzen mit *Nummulites Murchisoni* BRUNNER aufgefunden, welche nach dem Gesamtcharakter ihrer Fauna nicht jünger sein können als die Roncàs-schichten, das Auversien der französischen, das Obereocän der deutschen Autoren. Andererseits steht es, wie ich früher ausführte, durchaus nicht fest, daß diese Korallenfauna ausschließlich einem Horizonte ent-

<sup>1)</sup> Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Palaeontographica 47, 1901, S. 278, Taf. XV, Fig. 13; und ROVERETO: a. a. O. S. 18.

<sup>2)</sup> Description des Fossiles recueillis par M. THORENT dans les couches à Nummulines des environs de Bayonne. M. S. G. F., 2. Sér., II, S. 206, Taf. VII, Fig. 3—3a.

<sup>3)</sup> Studi monografici sugli anellidi Fossili. Palaeontographia italica X, 1904, S. 18, Taf. IV, Fig. 17a b.

<sup>4)</sup> Natürlich darf dann mein Zitat nicht ebenfalls unter der Synonymie der *S. dilatata* D'ARCH. sich befinden, wie dies bei ROVERETO: a. a. O., S. 37, zu lesen ist.



Fig. 7.

*Serpula (Placostegus?) Felixi* n. sp. Nat. Gr.  
Umgegend von Barcelona (Casa Lluçia). Koll. OPPENHEIM.



Fig. 8.

*Serpula (Placostegus?) Felixi* n. sp. 2:1.  
Umgegend von Barcelona (Casa Lluçia). Koll. OPPENHEIM.

Beide Figuren gehören einem *Turbinoseris*-Individuum an und entsprechen den beiden Seiten des zusammengedrückten Polypars.

stammt. Es wäre nicht unmöglich, daß mehrere zeitlich verschiedene Faunen bei der Aufsammlung zusammengeworfen wurden. Ich habe endlich einen Teil der von FELIX angegebenen Arten, und zwar gerade der jüngeren, nicht in Händen gehabt und bin augenblicklich zu sehr beschäftigt, um mich dem Gegenstande weiter zu widmen. Bei weiteren Untersuchungen, welche im Interesse des Themas sehr zu wünschen sind, wird neben der genauen Feststellung der stratigraphischen Horizonte ein Hauptaugenmerk zu richten sein auf die Nachprüfung der Bestimmungen von Prof. FELIX für die von mir nicht näher untersuchten, meist jüngeren Arten, wie *Litharaea rudis* REUSS, *Goniaraea clinactinia* MENEGH., *Astraeopora decaphylla* REUSS, *Hydnophora venusta* CAT. und andere mehr.

## 24. Zusammenstellung der bisher in Nordeuropa bekannten Rudisten.

Von Herrn FRITZ FRANKE.

Berlin, den 14. Juni 1911.

Die Anregung zu vorliegender Zusammenstellung gab die Auffindung von Rudisten in der Nähe von Dortmund. Bei größeren Kanalisationsarbeiten im Süden von Dortmund entstanden Aufschlüsse in Cenoman und Turon, die von Herrn LAURENT in Hörde auf Fossilien ausgebeutet wurden. Eine große Menge paläontologisches Material wurde gesammelt, darunter neben den bekannten Fossilien des Essener Grünsandes eine Anzahl Rudisten. Dieser Fund sowie ein weiterer aus dem Cenoman von Frohnhausen bei Essen, der von Herrn MACK entdeckt wurde, legte den Gedanken nahe, eine Zusammenstellung der bisher bekannten Vorkommnisse von Hippuriten in Nordeuropa zu geben. Absichtlich wurden die Rudisten der mediterranen Zone, also auch die der Gosauformation, weggelassen, um ein übersichtliches Bild über die außerhalb dieser Zone vorkommenden Formen zu gewinnen. Wegen Mangel an Zeit konnte leider auf eine Kritik der Arten nicht eingegangen werden. Ich gebe daher nur eine Übersicht über die bisher bekannten Befunde, ohne natürlich eine Vollständigkeit erzielen zu können, da die Literatur über die

Mollusken der Kreide eine zu ausgedehnte und zu zerstreute ist, so daß leicht eine oder die andere Art übersehen werden kann. Immerhin glaube ich eine gewisse Vollständigkeit erreicht zu haben. In der Nomenklatur bin ich den Ansichten ZITTELS, DOUVILLÉS und TOUCAS' gefolgt. Herrn Professor Dr. BÖHM, der so freundlich war, die von den Herren LAURENT und MACK gesammelten Rudisten, die der Preußischen Geologischen Landesanstalt überwiesen wurden, mir für die Untersuchung zur Verfügung zu stellen und mir auch bei Literaturnachweisen behilflich war, sage ich an dieser Stelle meinen besten Dank. Ich lasse jetzt eine kurze Beschreibung der neu entdeckten Stücke folgen, woran sich eine Zusammenstellung der bisher bekannten Arten sowie ein kurzer Literaturnachweis schließen wird.

*Radiolites Mortoni* MANTELL spec.

Es liegen im ganzen von der Fundstelle bei Dortmund 6 Stücke vor, sowie ein Stück von Frohnhausen bei Essen, sämtlich aus dem Cenoman stammend. 3 Stücke stellen Kolonien von 4 bzw. 5 Individuen dar. Leider ist der untere Teil überall abgebrochen. Das größte Exemplar hat eine Länge von 11 cm. Die Länge der ganzen Röhre würde sich auf mindestens 20 cm stellen, da sich der Kegel, soweit er erhalten ist, nur wenig nach unten verjüngt. Der Durchmesser beträgt in der größten Ausdehnung 4 cm. Innen zeigen die Röhren ein oder zwei vorspringende Kanten. Leider sind nur die linken Schalen aufgefunden worden; Deckel konnten trotz eifrigsten Suchens nicht gefunden werden, was eine einwandfreie Bestimmung sehr erschwert. Sämtliche Stücke zeigen eine auffallende Übereinstimmung mit den von DIXON (a. a. O.) gegebenen Abbildungen, so daß ein Zweifel an der Identität nicht möglich ist, zumal da auch das vertikale Vorkommen vollkommen dasselbe ist.

Überblicken wir die Tabelle, so ist die relative Häufigkeit der Gattung *Radiolites* auffällig — *Hippurites* ist sicher nur von Maastricht bekannt geworden und auch hier nur in einem einzigen Exemplar. Die Radioliten sind immer in kleinen Gruppen von verschiedenen Fundpunkten vertreten. Vielleicht auf den ersten Blick auffällig, aber doch leicht zu erklären ist die relativ große Zahl von Formen in Böhmen. Diese Vorkommnisse leiten ganz allmählich hinüber zur eigentlichen Hippuritenzone in der Gosauformation. Was das Alter anbelangt, so stammen fast sämtliche Radioliten aus Nord-

Zusammenstellung der bisher bekannten Arten.

	Nord- deutschland	Holland	England	Schweden	Sachsen	Böhmen
Senon:						
<i>Hippurites Lapeirousi</i> GOLDFUSS <sup>1)</sup> . . . . .		+				
? <i>H. inaequicostatus</i> MÜNSTER <sup>2)</sup> . . . . .		+				
? <i>H. sulcatus</i> DEFRANCE <sup>3)</sup> . . . . .		+				
<i>Praeradiolites Höningshausi</i> (DES MOU- LINS) TOUCAS <sup>4)</sup> . . . . .		+				
<i>Radiolites Faujasi</i> BAYLE <sup>5)</sup> . . . . .		+				
<i>R. Gosae</i> ROEMER <sup>6)</sup> . . . . .	+					
<i>R. hercynius</i> (EWALD) G. MÜLLER <sup>7)</sup> . . . . .	+			+		
<i>R. pusillus</i> LUNDGREN <sup>8)</sup> . . . . .	+			+		
<i>R. sublaevigatus</i> LUNDGREN <sup>9)</sup> . . . . .	+			+		
<i>R. suecicus</i> LUNDGREN <sup>10)</sup> . . . . .				+		
? <i>R. Trigeri</i> BAYLE <sup>11)</sup> . . . . .			+			
<i>R. sp.</i> <sup>12)</sup> . . . . .			+			
<i>R. sp.</i> <sup>13)</sup> . . . . .						
Turon:						
<i>Radiolites Mortoni</i> MANTELL sp. <sup>14)</sup> . . . . .	+					
<i>R. sp.</i> <sup>15)</sup> . . . . .	+					
<i>Biradiolites cornu pastoris</i> (DES MOU- LINS) D'ORB. <sup>16)</sup> . . . . .	+					
Cenoman:						
? <i>Biradiolites Zignana</i> (PIR.) POČ. <sup>17)</sup> . . . . .						+
<i>Radiolites bohemicus</i> (TEL.) POČ. <sup>18)</sup> . . . . .						+
<i>R. humilior</i> POČ. <sup>19)</sup> . . . . .						+
<i>R. Mortoni</i> MANTELL sp. <sup>20)</sup> . . . . .	+		+			
<i>R. polycomilites</i> D'ORB. <sup>21)</sup> . . . . .					+	
<i>R. sanctae Barbarae</i> POČ. <sup>22)</sup> . . . . .						+
? <i>R. Sauvagesi</i> D'HOMBRE FIRM. <sup>23)</sup> . . . . .						+
<i>R. socialis</i> D'ORB. <sup>24)</sup> . . . . .					+	+
<i>R. tener</i> POČ. <sup>25)</sup> . . . . .						+
<i>R. undulatus</i> GEIN. <sup>26)</sup> . . . . .					+	+
<i>R. sp.</i> <sup>27)</sup> . . . . .			+			
<i>Petalodontia aculeodentata</i> POČ. <sup>28)</sup> . . . . .						+
<i>P. bohémica</i> POČ. <sup>29)</sup> . . . . .						+
<i>P. crassodentata</i> POČ. <sup>30)</sup> . . . . .						+
<i>P. foliodentata</i> POČ. <sup>31)</sup> . . . . .						+
<i>P. Germari</i> (GEIN.) POČ. <sup>32)</sup> . . . . .					+	+
<i>P. opima</i> POČ. <sup>33)</sup> . . . . .						+
<i>P. planoperculata</i> POČ. <sup>34)</sup> . . . . .						+



deutschland, Holland sowie Schweden, mit Ausnahme des *Radiolites Mortoni* und einer noch unbestimmten Form aus dem Senon, während die sächsischen und böhmischen im wesentlichen auf das Cenoman beschränkt sind. Die Gattung *Petalodontia*, die von POČTA aufgestellt wurde, habe ich, da sie von dem Autor als eine *Radiolites* nahe verwandte Gattung dargestellt wird, in die Tabelle hineingezogen, ohne jedoch über ihre Berechtigung ein Urteil zu fällen. *Sphaerulites* ist, wie aus der Tabelle hervorgeht, noch nicht in Nordeuropa aufgefunden worden. Zwar haben CAMPICHE und PICTET (Paléontologie de la Suisse 1868—1871) die Ansicht ausgesprochen, daß die als *Radiolites Mortoni* bezeichnete Art zu *Sphaerulites* gestellt werden müsse, die jedoch von anderen Autoren nicht geteilt worden ist.

Anmerkungen zu S. 358.

<sup>1)</sup> GOLDFUSS: Petrefacta Germaniae 1862, S. 289, Taf. 165, Fig. 5. — BAYLE: Sur les Rudistes découvertes dans la craie de Maëstricht. Bull. soc. géol. France XV, 1858, S. 210, Taf. III, Fig. 6, 7, 8, 9, 10 (*Hippurites radiosus* DES MOULINS). — DOUVILLÉ: Étude sur les Rudistes. Mémoires soc. géol. France 1890, S. 164.

<sup>2)</sup> GOLDFUSS: Petrefacta Germaniae 1862, S. 289, Taf. 165, Fig. 4.

<sup>3)</sup> GOLDFUSS: Ebenda 1862, S. 289, Taf. 165, Fig. 3.

<sup>4)</sup> BAYLE: Ebenda, S. 212 (*Sphaerulites Höninghausi* DES MOULINS). — TOUCAS: Classification et l'Évolution des Radiolitidés. Mémoires soc. géol. France 1907, S. 34.

<sup>5)</sup> BAYLE: Ebenda, S. 212, Taf. 3, Fig. 1, 2.

<sup>6)</sup> ROEMER: Die Quadratenkreide des Sudmerberges bei Goslar. Palaeontographica III, 1866, S. 196, Taf. XXII, Fig. 6. — G. MÜLLER: Die Rudisten der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. 1889 (ersch. 1892), S. 143, Taf. XVIII, Fig. 1.

<sup>7)</sup> EWALD: Monatsber. d. Kgl. Akad. d. Wissensch. 1856, S. 596. — DE GEER: Geol. Fören. Förhandl. IX, 1887, S. 301 (*Radiolites suecicus* LUNDGR. var. *costatus*). — G. MÜLLER: Siehe oben, S. 140, Taf. XVIII, Fig. 3, 4.

<sup>8)</sup> G. MÜLLER: Ebenda, S. 142, Taf. XVIII, Fig. 5—11. — LUNDGREN: Rudister i. Kritformationen i Sverige. Acta Universitatis Lundensis 1869—70, S. 9, Fig. 8—15 (*R. suecicus* var. *pusillus* LUNDGR.).

<sup>9)</sup> LUNDGREN: Ebenda, S. 10, Fig. 16—24 (*R. suecicus* var. *sublaevigatus*). — G. MÜLLER: Ebenda, S. 143, Taf. XVIII, Fig. 12a—12c.

<sup>10)</sup> LUNDGREN: Ebenda, S. 8, Fig. 1—7.

<sup>11)</sup> BAYLE: Ebenda, S. 215.

<sup>12)</sup> BAYLE: Ebenda, S. 214.

<sup>13)</sup> WEGENER: Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. Bonn 1906. C. S. 12.

<sup>14)</sup> DIXON: Geol. and Fossils of Sussex, 1850, S. 354, Taf. XXVI.

<sup>15)</sup> LÖSCHER: Die westfälischen Galeritenschichten. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläontol. 1910, S. 307.

<sup>16)</sup> DRESCHER: Kreidebildungen von Löwenberg, D. G. G. 1863, Bd. XV, S. 358. (Der einzige bisher aus Schlesien bekannt gewordene Rudist.)

<sup>17)</sup> POČTA: Über Rudisten der böhmischen Kreideformation, 1889, S. 86, Taf. I, Fig. a, b, c.

<sup>18)</sup> TELLER: Über neue Rudisten aus der böhmischen Kreideformation. Sitzungsber. d. Kaiserl. Akad. d. Wissensch. LXXV, 1877, S. 98, Taf. I, Fig. 1—8. — POČTA: Vorläufiger Bericht über die Rudisten der böhmischen Kreideformation 1886, S. 6 (*Sphaerulites bohemicus*). — POČTA: Über Rudisten der böhmischen Kreideformation, S. 85, Taf. V, Fig. 7—15.

<sup>19)</sup> POČTA: Ebenda, S. 86, Taf. I, Fig. 2—3.

<sup>20)</sup> MANTELL: Geology of S.-East of England, S. 130. — DIXON: Geology of Sussex 1850, S. 354, Taf. XXVI.

<sup>21)</sup> H. B. GEINITZ: Elbtalgebirge, Teil I. Palaeontographica XX, 1871—75, S. 172, Taf. 38, Fig. 2, 3.

<sup>22)</sup> FRIČ: Paläontologische Untersuchungen der einzelnen Schichten in der böhmischen Kreideformation. Archiv f. naturwissenschaftl. Landesdurchf. von Böhmen I, 1869, S. 194 (*Radiolites mamillaris* FRIČ). — POČTA: Vorl. Bericht, S. 5 (*Sphaerulites mamillaris*). — POČTA: Rudisten der böhmischen Kreideformation, S. 85, Taf. I, Fig. 4—8; Taf. VI, Fig. 14—16.

<sup>23)</sup> D'HOMBRE FIRNAS: Extrait d'une mémoire sur les Sphaerulites et les Hippurites du départ. du Gard. 1838, Bull. soc. géol. France IX, S. 193 (*Sphaerulites Sauvagesi*). — POČTA: Rudisten, a. a. O., S. 85.

<sup>24)</sup> D'ORBIGNY: Paléontologie française, Brachiopodes, 1847, S. 213, Taf. 555, Fig. 1—3 (*Sphaerulites socialis*). — POČTA: Vorl. Bericht, a. a. O., S. 7. — POČTA: Rudisten, a. a. O., S. 85, Taf. I, Fig. 9. — ROEMER: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, S. 35, Taf. VII, Fig. 1 (*Sphaerulites Saxoniae*). — H. B. GEINITZ: Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächsisch-böhmischen Erzgebirges, 1839, S. 18, Taf. 7, Fig. 2, a, b (*Sphaerulites saxonicus*). — REUSS: Böhmisches Kreideformation, 1846, S. 51. — H. B. GEINITZ: Quadersandsteingebirge Deutschlands, 1849—50, S. 218 (*Hippurites Saxoniae*). — H. B. GEINITZ: Elbtalgebirge, a. a. O., S. 170, Taf. 37, Fig. 5—9 (*R. Saxoniae*). — TOUCAS: Étude sur la Classification et l'Évolution des Radiotidées, S. 64.

<sup>25)</sup> POČTA: Vorl. Bericht, a. a. O., S. 9. — POČTA: Rudisten, a. a. O., S. 86, Taf. I, Fig. 14, 15

<sup>26)</sup> H. B. GEINITZ: a. a. O., 1839—42, S. 87, Taf. XIX, Fig. 6—10 (*Hippurites undulatus*). — REUSS: Ebenda, S. 54, Taf. XLV, Fig. 7—12 (*Hippurites undulatus*). — H. B. GEINITZ: a. a. O., 1849—50, S. 218 (*Hippurites undulatus*). — POČTA: Vorl. Bericht, a. a. O., 1886, S. 6 (*Sphaerulites undulatus*). — POČTA: Rudisten, a. a. O., S. 85, Taf. I, Fig. 11—13.

<sup>27)</sup> MANTELL: Geology of S.-East of England, S. 130. — PICTET und CAMPICHE: Paléontologie de la Suisse, V, 1868—71, S. 51.

<sup>28)</sup> POČTA: Rudisten, a. a. O., 1889, S. 86, Taf. V, Fig. 18, a, b.

<sup>29)</sup> POČTA: Vorl. Bericht, a. a. O., S. 12 (*Plagiptychus bohemicus*). — POČTA: Ebenda, S. 86, Taf. VI, Fig. 2.

<sup>30)</sup> POČTA: Ebenda, S. 86, Taf. V, Fig. 6.

<sup>31)</sup> POČTA: Ebenda, S. 86, Taf. III, Fig. 4; Taf. V, Fig. 1—3.

<sup>32)</sup> H. B. GEINITZ: a. a. O., 1839—42, S. 17, 59, 60, Taf. V, Fig. 1; Taf. IX, Fig. 4, 5; Taf. XIV, Fig. 3—5; Taf. XVI, Fig. 23; Taf. XIX, Fig. 11 (*Sphaerulites ellipticus* und *Germari*). — REUSS: a. a. O., S. 55, Taf. XLV, Fig. 13—15 (*Hippurites ellipticus* und *Germari*). — GEINITZ: a. a. O., 1849—50, S. 218 (*Sphaerulites ellipticus* und *Germari*). — GEINITZ: Elbtalgebirge, 1871—75, S. 171, Taf. 37, Fig. 10—13 (*Radi-*

*lites Germari*). — ПОЧТА: a. a. O., 1886, S. 8 (*Monopleura Germari*). —  
ПОЧТА: a. a. O., 1889, S. 86, Taf. IV, Fig. 5, a, b.

<sup>33)</sup> ПОЧТА: a. a. O., 1886, S. 9 (*Monopleura opima*). — ПОЧТА:  
a. a. O., 1889, S. 86, Taf. III, Fig. 17, a, b, c.

<sup>34)</sup> ПОЧТА: a. a. O., 1886, S. 9 (*Monopleura planoperculata*). —  
ПОЧТА: a. a. O., 1889, S. 86, Taf. III, Fig. 8–11; Taf. V, Fig. 6.

## 25. Über Pechstein von Meißen und Felsit- porphyr von Dobritz.

Zur Mitteilung des Herrn A. SAUER in Stuttgart.

Von Herrn O. STUTZER.

Koni-Mission (Belgisch-Congo), den 4. Mai 1911.

Gestern erhielt ich hier eine Mitteilung des Herrn A. SAUER zugesandt, welche im letzten Dezemberheft der Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft erschienen ist und als eine Richtigstellung bezeichnet wird gegenüber meinen im 2. und 3. Heft der Monatsberichte desselben Jahres angeführten Ansichten.

Ich weile zurzeit hier in Zentralafrika und habe in meinem hiesigen Camp leider keine Literatur und kein Material zur Verfügung, um meine Ansichten mit neuen Argumenten noch weiter zu belegen. Da ich aber voraussichtlich erst in  $1\frac{1}{2}$  Jahren nach Freiberg zurückkehre, so will ich doch nicht zögern, einige Worte zu entgegnen, damit nicht der Anschein erweckt wird, als ob ich alle meine geäußerten Ansichten jetzt aufgebe.

Ich kann mich nach wie vor aus den früher angeführten Gründen der Ansicht SAUERS nicht anschließen, daß der Dobritzer Porphyr aus Pechstein durch Krystallisation im festen Zustande entstanden sei. Ich halte beide Gesteine für von Anfang an verschieden ausgebildete Ergußgesteine, von welchen der Pechstein immer die glasige Modifikation war, und der Porphyr von Anfang an in seiner Hauptmasse kein Glas führte.

Mit der Obsidian - Pechstein - Frage hat diese Ansicht, entgegen der Aussage SAUERS (S. 713), nichts zu tun, und bleiben die von mir gemachten Einwände gegen die SAUERsche Ansicht selbst dann vollkommen aufrecht, wenn man die Ansicht einer Entstehung des Pechsteins aus Obsidian nicht

teilen sollte. Ich habe in meiner Arbeit gesagt, daß der Porphyry, wie fast alle alten Porphyre, und an einzelnen Stellen auch der Pechstein, sekundär zersetzt und verkieselt ist, und daß diese Zersetzungsprodukte beider Gesteine sich oft vollkommen gleichen. Auf diese Weise bestehen beträchtliche Übergänge zwischen Pechstein, zersetztem Pechstein und Porphyry, die aber nur räumlich nebeneinander existieren, zeitlich und genetisch indes nicht vorhanden sind. —

Meine zweite geäußerte Ansicht, die unabhängig von der eben angeführten ist, besagt, daß die Pechsteine früher Obsidiane, d. h. wasserfrei, waren. Ich halte auch diese Ansicht noch jetzt aufrecht. In den Ausführungen von SAUER befindet sich betreffs der von mir geäußerten Ansicht nur ein scheinbar stichhaltiger Einwand, und das ist der, daß Wasseraufnahme Quellung verursacht haben müßte, wodurch primäre Strukturen meist zerstört oder vernichtet werden. Bei Annahme einer Quellung des Obsidians würde meine geäußerte Ansicht allerdings wohl unhaltbar sein. Ich selbst habe aber von Anfang an die langsame Wasseraufnahme des wohl kolloidalen Obsidians als einen Prozeß betrachtet, der ohne besondere Quellungserscheinung vor sich geht. —

Meine Studien über die Porphyre von Meißen und über die Pechstein-Obsidian-Frage sind noch nicht beendet, vielmehr nur durch meinen hiesigen Aufenthalt unterbrochen. Nach meiner Rückkehr werde ich die Studien fortsetzen. Sollten diese weiteren Untersuchungen meine jetzige Ansichten nicht bestätigen, so werde ich selbstverständlich nicht zögern, dies sofort offen auszusprechen. Zurzeit habe ich aber die Hoffnung, auch Herrn SAUER später noch von meiner jetzigen Anschauung zu überzeugen.

## 26. Zur Lenneschieferfrage.

Eine Entgegnung an Herrn FUCHS.

Von Herrn WINTERFELD.

Mülheim a. Rhein, den 19. Juni 1911.

In den Monatsberichten (1911, Nr. 2) der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft stellt Herr Dr. FUCHS Ergebnisse seiner Forschung denjenigen meiner veröffentlichten Untersuchungen gegenüber und übt an letzteren eine Kritik,

welche diese meine der sachlichen Aufklärung dienende Entgegnung hervorruft. Nach dem alten Erfahrungssatze, „Mit Urteil sprechen gar nicht eile, Bist du gehört hast beide Teile“, mögen die folgenden Zeilen Beachtung finden.

Zunächst legt FUCHS großen Wert auf die Auffindung des Remscheider und des Ebbesattels und erweckt durch die von ihm gewählte Darstellungsform den Anschein, als ob diese grundlegende Aufstellung von ihm, jedenfalls aber nicht von mir, herrühre. Ein Blick auf meine Übersichtskarte, Taf. III, der Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande und Westfalens, Jahrgang 66, 1909, muß jedem genügen um festzustellen, daß dieser Remscheider Sattel über Radevormwald nach Breckerfeld zu streicht und östlich von Radevormwald von jüngeren Schichten bedeckt wird, just, wie es FUCHS in seinen Ausführungen hervorzuheben für nötig hält. Auch seine Maßangabe ( $12\frac{1}{2}$  km) für die Breite des Hauptsattels (S. 116) und für die des anderen Sattels (Knüppelberg bis Egen, S. 119) stimmt mit der Zeichnung meiner Karte (a. a. O., 1:160000) überein.

FUCHS hat den Remscheider Sattel den Remscheid-Altenaer genannt, wohl weil DENCKMANN die über mein Kartengebiet hinausgehende Fortsetzung als Altenaer Sattel bezeichnet hat. In der Arbeit „Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe“ wiederholt (S. 25) DENCKMANN die Behauptung, daß „nördlich von Altena und bei Dahl usw. die ältesten Gesteine dieses gewaltigen Sattels zutage treten und wahrscheinlich tiefes Unterdevon darstellen.“ Hierbei muß aber berücksichtigt werden, daß er auch damals die hier anstehenden Mühlenberg-Schichten für so alt ansah. W. E. SCHMIDT, dessen Dissertationsschrift (Der oberste Lenneschiefer usw.<sup>1)</sup>) vorher erschien, spricht nur von „einem gewaltigen Sattelflügel“. Diesen kann der Leser recht wohl in der Ebbe suchen. In meiner Abhandlung (Lenneschieferstudien II<sup>2)</sup>) wird eines Altenaer Sattels Erwähnung getan, der, vom Alter der Lindlarer Grauwacke, dem unteren Mitteldevon angehören soll. FUCHS hat ebensowenig, wie ich, auf der Strecke Breckerfeld bis Altena die Remscheider Fauna antreffen können. Im Lennetal bei Altena, schreibt er S. 114 „tauchen die Remscheider und die Hohenhöfer Schichten völlig unter“.

Vom Ebbesattel habe ich in der erwähnten Abhandlung (S. 77 oben) betont, daß der Wipperfürther Sattel die ununter-

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 525.

<sup>2)</sup> Verh. d. Naturh. Vereins 1909.



brochene südwestliche Fortsetzung des Ebbegebirges ist, und auf S. 84 daselbst steht unter Nr. 3 in der kurzen Zusammenfassung als Ergebnis meiner Untersuchungen: „Die Wipperfürther Tonschieferschichten mit Felsokeratophyrdecken sind gleichalterig mit den bei Remscheid bekannten. Sie treten im Zusammenhange mit letzteren auch nahe der Rheinebene mit Keratophyr auf. Auf diesem weiten Gebiete ist die Bilsteiner Fauna nachweisbar.“ „4. Das Ebbegebirge setzt sich, geologisch betrachtet, bis zur Wipperfürther Gegend fort.“ Daß ich die Fortsetzung des Remscheider Sattels mit seinen Konglomeraten bis Leichlingen, also fast bis zum Rheintale, verfolgt habe, hat von mir SPRIESSTERSBACH, mit dem Dr. FUCHS zusammenarbeitet, bereits vor mindestens 12 Jahren erfahren, und daß bei Wipperfürth Remscheider Fauna auftritt, davon hat FUCHS vor ca. 3 Jahren Kenntnis erhalten durch eine Meldarbeit eines Bergreferendars, eines früheren Schülers von mir. Das Thema dieser Arbeit über dieses Untersuchungsgebiet habe ich gerade jener damals völlig unbekannten Vorkommnisse wegen als ein für diesen eifrigen jungen Mann besonders geeignetes angeraten. Übrigens ist meine Abhandlung von 1909 früher veröffentlicht, als die von SPRIESSTERSBACH und FUCHS herausgegebene Arbeit „Die Fauna der Remscheider Schichten“, in welcher letzterer wohl eines Remscheider, aber nicht eines Ebbesattels Erwähnung geschieht. Es kommt hierbei auch in Betracht, daß die Übersicht über ein so großes Gebiet von mir erst infolge einer vieljährigen Erfahrung zusammengestellt werden konnte.

Die Behauptung, welche FUCHS über den Verlauf der Achse des Remscheider Sattels aufstellt, nämlich, daß sie südlich von Remscheid hindurchzieht, vor allem, daß die Konglomerate über den Remscheider Schichten liegen, muß ich modifizieren. Aus den Eintragungen auf meiner Übersichtskarte und auf der Profiltafel V geht hervor, daß mehrere Spezialachsen nachweisbar sind, in denen als Liegendes die Konglomerate und Keratophyre auftreten, wie auch in dem vielfach gefalteten Wipperfürther Sattel. Die durch Remscheid selbst gehende Achse streicht zwischen dem Steinbruche östlich an der Chaussee bei Neuenkamp (bzw. Nüdelsalbach) und dem Bruche der Hagener Mühle westlich gegenüber. Hier, wie in dem durch den Bahneinschnitt bei Leichlingen gewonnenen Profile, in welchem außerdem im Satteltkern Keratophyre sichtbar sind, bilden Konglomerate das Unterlagernde. Ich muß hier hervorheben, daß es zwar richtig ist, was FUCHS S. 114 schreibt, nämlich, daß „vom Rheine bis



auf die Höhen zwischen Ennepe und Wupper nördlich Radevormwald die Remscheider Schichten verfolgt sind“, aber, wie meine Karte erkennen läßt, und soweit es sonst literarisch nachweisbar ist, zuerst von mir. In meiner Abhandlung S. 74 heißt es: „Nordwestlich am Kulmberge bei Radevormwald treten die älteren Schichten mit der Remscheider Fauna auf.“

Im Ebbegebirge mußte nun FUCHS, als er hier die Beobachtung machte, daß die Konglomerate unter den Tonschiefern mit Remscheider Fauna, — die ich also auch hier wieder zuerst nachgewiesen habe (S. 69) — vorkommen, auf Schwierigkeiten stoßen. Anstatt einzuräumen, daß sich sein Freund, der Lehrer SPRIESSTERSBACH, in der „Vorläufigen Mitteilung über die Stellung der devonischen Schichten in der Umgebung von Remscheid<sup>1)</sup>“ bezügl. der Lagerung der petrefaktenführenden Schichten bei Remscheid geirrt haben kann und daß diese irrige Angabe in die spätere gemeinsame literarische Arbeit übernommen ist, sucht sich FUCHS dadurch herauszuhelfen, daß er noch „eine äußerlich sehr ähnliche Schicht mit Konglomeraten“ (S. 118, Fußnote), die älter sein soll, gründet. Seite 114 (Fußnote) schreibt er aber: „Die stratigraphische Bedeutung der Remscheider Konglomerate ist noch nicht völlig geklärt und bedarf weiterer Untersuchungen.“

Hierauf und auf das Folgende erlaube ich mir deshalb hinzuweisen, weil FUCHS meine Arbeitsmethode zu meinen Ungunsten der seinigen gegenüberstellt.

Von dem Rimmertquarzsattel, der sich einige Kilometer südlich Meinerzhagen von Gummersbach in das Ebbegebirge hinzieht, erfahren wir aus den Ausführungen von FUCHS nichts, wiewohl „das Blatt Meinerzhagen fertig und Herscheid mehr oder weniger weit gefördert“ sein soll. (S. 112). Auf S. 120 oben wird über die Attendorner Doppelmulde ausgesagt, daß sie sich südlich vom Ebbesattel bis Gummersbach und weiter bis in die Rheingegend erstreckt. Bei dieser Gelegenheit hätte wohl die zweifache Aufwölbung dieses Quarzites unter den Mühlenbergschichten (sc. Lindlarer Schichten), welche hier im wesentlichen die Muidenausfüllung darstellen, erwähnt werden müssen. Hierüber habe ich vor einem Jahre eine Arbeit mit Karte und Profil fertiggestellt und der Redaktion des N. J. f. Min. übergeben. Sie wird in diesen Tagen zur Ausgabe gelangen. Daß FUCHS den großen Sattel gleichalteriger Schichten von Oberwiesl—Olpe—Bilstein nicht in den Kreis seiner Betrachtungen zieht, wiewohl er ihn auf der südöstlichen Ecke meiner Karte

<sup>1)</sup> Zentralbl. f. Min. usw. 1904, S. 600.

vorfindet, erklärt sich auch, da ihm zwar „selbstverständlich“ eine ganz andere Fülle von Details zur Verfügung steht, (S. 121 unten) „ihm diese Gegend aber nur flüchtig bekannt ist“ (S. 125 unten).

Ich habe den die Konglomerate überdeckenden roten Tonschiefer behandelt und (S. 52 inmitten) auf das Vorkommen am neuen Wege bei Wiebelsaat nach der Verse-Talsperre hingewiesen. FUCHS benennt diese Schicht besonders, es ist seine neue „Wiebelsaatschicht“. Meine vorsichtiger gewählte Bezeichnung „der die Konglomerate überdeckende Rotschiefer“ (S. 51 und oben S. 53) ist von ihm verächtlich abgetan (S. 117). Dieser Rotschiefer ist in der Wipperfürther Gegend am Kupferberge, ferner in dem unteren Wuppertale bei Friedrichsau von mir beobachtet und in der Abhandlung berücksichtigt. FUCHS erwähnt nun auch die Wiebelsaatschicht vom Kupferberge. Was er weiter (S. 119) über die Wipperfürther Gegend ausführt: „dort erfüllen den Kern des Ebbesattels in breiter Ausdehnung stark spezialgefaltete Remscheider Schichten, aus denen sich bei Klaswipper sattelförmig noch Wiebelsaatschichten in schmalen Zügen herausheben“, entspricht der Darstellung meines Textes S. 56, 58 ff. und meiner Profiltafel V. Der neue Name ist gegründet, wiewohl (S. 114) „die Lage der (ebenfalls roten) Hohenhöfer Schichten am Kupferberge noch nicht völlig geklärt“ ist und vor allem die Beweise für die Unterlagerung der Wiebelsaatschichten fehlen.

Ich finde den Namen deshalb bedenklich, weil hier zwischen Längescheid, Hohenlinde und Wiebelsaat keineswegs ein regelmäßig gelagertes Profil ansteht. Von Längescheid her trifft man zuerst Rotschiefer an, er fällt nordwestlich ein; darauf folgt, wo nach ca. 100 m eine Quelle herabrieselt, grauer Tonschiefer, nach ca. 200 m Konglomerate und unter dem Hause Hohenlinde bei SW-Einfallen (35°) Grauwackensandstein mit roten Konglomeraten. Kurz vor Wiebelsaat tritt Keratophyr auf. Hier im Steinbruche ist südnördliches Streichen bei westlichem Einfallen. Das gibt doch wohl kein einheitliches Bild. Ich habe früher angesichts dieser vielfachen Störungen, besonders gestützt auf ein an der Wupper in regelmäßiger Lagerung erscheinendes Profil, den Rotschiefer bei Längescheid als Auflagerndes angesehen. Auf dünne Zwischenlagen von roten Tonschiefern in den Konglomeraten und Keratophyren habe ich a. a. O. S. 51 bereits hingewiesen.

FUCHS erwähnt auch dieses Streichen, welches übrigens 3 $\frac{1}{2}$  km aushalten soll, ohne daß dafür Aufschlüsse hinreichend vorhanden sind. Am Grömeckerbach (Sprotte) zeigt sich beim

festen Tonschiefer wohl westliches Einfallen ( $20^{\circ}$ ), aber bereits bei Immelscheid nördliches. FUCHS nennt dies das umlaufende Streichen (S. 115), welches auch auf der internationalen Karte zum Ausdruck gebracht werden soll. Er bringt „das Verhalten der Honseler Schichten nördlich Altena und des hangenden Massenkalkes zwischen Iserlohn“ usw. mit einer derartigen Faltenbiegung zusammen. Übrigens hat sie an diesem Kalkzuge bereits 1884 v. DECHEN in seinen Erläuterungen, S. 167 unten, beschrieben.

Die einfachste Deutung dieser Erscheinung wird durch die hier durchziehende großartige Querverwerfung gegeben, welche genau von S nach N beide Punkte, Wiebelsaat und Altena, trifft. Ich habe diese sehr interessante Nordsüdlinie auf über 100 km aus der Kreide (Turon) bei Opherdicke (Blatt Hörde) bis in den Westerwald schrittweise beiderseits einer gründlichen Untersuchung unterzogen — besonders auch im Hinblick auf die Wichtigkeit des Lenneschieferprofiles — und hierüber eine Abhandlung mit 2 Karten druckfertig hergestellt.

Verfolgen wir nun weiter die Gegenüberstellung der Beobachtungsergebnisse. Ich habe die kompliziert gebaute Mulde zwischen Radevormwald und Hückeswagen, sowie die Verlängerung des Kalkzuges nordöstlich weit über Halver hinaus nördlich an Lüdenscheid vorbei nach Mühlenrahmede usw. beschrieben, und zwar zu guter Letzt, weil mit diesem Teile der Übersichtskarte der Zeichner nicht zurecht kam, auf einer besonderen Skizze (Taf. VI) für die Lüdenscheider Umgebung die Fundpunkte des Stringocephalenkalkes und des „oberen Lenneschiefers“ vor Augen geführt. FUCHS findet „die Lüdenscheider Mulde, welche sich bis Hückeswagen ausdehnt“. „Eine außerordentlich starke Spezialfaltung ist darin bemerkenswert“ (S. 116 oben); ich sage, daß sie sehr kompliziert gebaut und daß Lüdenscheid selbst auf einem Spezialsattel der Lindlarer Grauwacke liegt. Ich erlaube mir hier einzuschalten, daß der Name Lüdenscheider Mulde nicht minder vorsichtig zu gebrauchen ist als der der Letmather Spezialmulde<sup>1)</sup>. Wohl lagern im allgemeinen bei Letmathe die jüngeren Schichten in regelmäßiger Folge nach Norden an, aber, wie sich mir im Lenneschieferprofile, z. B. schon am Hobräckerrücken, eine Sattelung zeigte, so habe ich auch im Letmather Kalke eine große Falte aufgefunden. Deshalb ist in dieser Hinsicht auch sehr bemerkenswert, daß „aus einer Bank des allerobersten Massenkalkes, nicht weit unter der Oberdevongrenze, FUCHS

<sup>1)</sup> Diesen habe ich einmal ohne weitere Erklärung angewendet.

(S. 124) gemeinsam mit DENCKMANN *Calceola sandalina* nicht selten herausgeschlagen hat“.

Ich führe *Avicula fenestrata*, *Spirifer mediotextus* als Leitfossilien „des oberen Lenneschiefers“ bei Lüdenscheid an; FUCHS gibt diesem Ergebnisse sein besonderes Gepräge, indem er den von DENCKMANN für diesen Horizont vorgeschlagenen Namen „Honseler Schichten“ wählt.

Ich zeichne eine Überschiebungslinie, bzw. Verwerfung, die von Hückeswagen nach Halver (Taf. IV) streicht, und lasse den Hiatus südlich von Lüdenscheid erkennen durch Eintragen der Keratophyre und Quarzite am Homert (Taf. VI) und der unvermittelt daran lagernden Schichten des „oberen Lenneschiefers“ mit Korallenkalk bei Stilleking und des Stringocephalenkalkes vom Wesselberg daselbst, FUCHS bringt als Ergebnis seiner Forschung diese streichende Verwerfung (S. 119 oben) und betont dabei das, was sich ebenfalls aus meinen Darstellungen ergibt: „Es fehlen zwischen den Honseler Schichten der Lüdenscheider Mulde und den alten Schichten des Ebbegebirges überall sehr beträchtliche Glieder des oberen Unterdevons.“

In meiner Abhandlung, S. 81 unten, empfehle ich die nähere Umgebung von Meinerzhagen dem Studium, da „sie sich hierzu des wechsellvollen geologischen Bildes wegen in stratigraphischer und paläontologischer Hinsicht gut eignet“. Hier stellt Herr FUCHS, der seitdem dort gearbeitet hat, die „Meinerzhagener Sandsteine“ auf, vermutet aber, daß sie, wie im Streichenden bei Gogarten, wo ich, wie bei Meinerzhagen, Lindlarer Sandsteine festgestellt habe (S. 33), den Mühlenbergschichten angehören. Diese sind aber den auf der Übersichtskarte eingetragenen und nach Gogarten sich erstreckenden Lindlarer Sandsteinschichten mit den Rensselaerienbänken gleich zu erachten, wie sich weiter unten zeigen wird. Von den Mühlenbergschichten, sagt FUCHS S. 119, hat er erst in allerjüngster Zeit Reste auf dem Nordflügel des Ebbesattels südlich Halver aufgefunden. Dagegen sind Wiebelsaatschichten und Hobracker-schichten (= Lüdericher Schichten) in grösserer Ausdehnung erhalten“. Das hatte ich längst auf meiner Karte eingetragen.

So sucht Herr Dr. FUCHS seine Verdienste hauptsächlich auf dem Gebiete der Nomenklatur<sup>1)</sup>, wobei er alte, historisch

---

<sup>1)</sup> Die fossilereen „bunten Ebbeschichten“ noch unbestimmten Alters sind zumeist die auflagernden Rotschiefer (S. 118), „und den Ebbequarzit- und Sandstein“ halte ich für Rimmertquarzit- und Lüderich-quarzitsandstein (s. meine Abhandl. „Über den Schichtenaufbau zwischen Gummersbach und Valbert usw.).

wohl begründete und berechnete, wie den Namen Lindlarer Sandsteinschichten, rücksichtslos verwirft. Diese Bezeichnung ist, abgesehen davon, daß sie die Geologen an F. RÖMER erinnert, äußerst praktisch, da fast jeder Hausbesitzer im Bergischen Lande weiß, daß die Treppen- und Flursteine der dortigen älteren Häuser zumeist aus der Lindlarer Gegend stammen.

Ich komme nun zu der DENCKMANNschen Einteilung, zu jener Beschreibung des Lenneschieferprofils. Auf S. 37 unten wies ich, gestützt auf meine vieljährigen Erfahrungen, auf den erheblichen Widerspruch hin, daß bei Letmathe bereits *Spirifer paradoxus* und andere Leitfossilien des Unterdevons in seinen Mühlenbergschichten auftreten sollen. Es müßte also, wie DENCKMANN selbst angibt, die Unterdevongrenze in diesen Schichten schon überschritten sein.

Da aber im Hangenden die bekannten kalkhaltigen Bänke mit zahlreichen *Spirifer elegans*, *Calceola sandalina* usw., da die mit dicht gedrängten Rensselaerien angefüllte Schicht, da die Cultrijugatuskalke und die mit *Spirifer speciosus* usw. von ihm nicht aufgeführt sind, so konnte ich mit solcher Einteilung meine Erfahrungen nicht in Einklang bringen, zumal bei Dahl und auf der anderen Seite der Lenne von LORETZ<sup>1)</sup> und von mir *Grammysia bicarinata* GOLDF. und *R. caiqua* D'ARCH-VERN. gefunden waren, in Schichten, die als Gegenflügel des Nachrodtersattels den Mühlenbergschichten entsprechen müßten.

Ich bin Herrn Dr. FUCHS dafür sehr dankbar, daß er freimütig in seiner Entgegnung (S. 125 oben) zustimmt, daß diese von DENCKMANN gegebene Charakterisierung nicht nur, wie ich mir zu behaupten erlaubte, „auffällig“, sondern geradezu falsch sei. So schreibt FUCHS: „es fehlen diese Leitfossilien (z. B. *Sp. paradoxus* SCHLTH. usw.) darin“ (!!!).

Ist es nun nicht höchst widerspruchsvoll, daß mir FUCHS trotzdem gewissermaßen vorwirft, diese DENCKMANNsche Einteilung nicht benutzt, „an den grundlegenden Untersuchungen DENCKMANNs unberechtigte Kritik geübt zu haben (S. 113 oben)“?

Von dem Konflikt, der sich für mich ergab aus der Hochschätzung des bekannten Devonforschers DENCKMANN, des Begründers, der selber diese Einteilung wohl nur als vorläufige ansah, und aus meinem von mir stets beobachteten Grundsatz, nur das zu veröffentlichen, was ich vertreten kann, habe ich geglaubt, nicht besser befreit werden zu können, als daß ich

---

<sup>1)</sup> Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1898, S. 118, 119.



kurz und bündig am Schlusse meiner Abhandlung (S. 72) nur die Namen mit dem Zusatze „nach DENCKMANN“ aufführte und sie durch einen Strich von den von mir selbst vertretenen abschied.

Eine Parallelisierung oder eine weitere Behandlung der Altersfolge dieser Aufstellung mußte mir fernbleiben. Die Verwerfungen „devonischen Alters“, wie DENCKMANN selbst hervorhebt, der Diabaszug, bedeutende Längs- und Querverwerfungen, die ich selbst fand, das Fehlen typischen Vorkommens, z. B. des weißen bzw. roten grobkörnigen Quarzsandsteines von größerer Mächtigkeit und weiterer Aufschlüsse im Streichen usw. hielten mich davon ab, meine durch etwa 15-jährige Erfahrung mir auf dem Lennesschiefergebiete sehr bekannt gewordene Einteilung mit dieser zu vertauschen. Wiewohl ich nur meine eigene benutzt habe und meine Arbeitsmethode gerade durch Selbständigkeit gekennzeichnet ist, finde ich die falsche Angabe (S. 123) von FUCHS, ich habe die DENCKMANNsche Stufenfolge im Sinne von Unterabteilungen der Lindlarer Schichten angewendet. Davon ist weder in meinem Signaturenverzeichnis der Übersichtskarte, noch im Texte, noch in der Schichtenfolge S. 73 etwas zu finden.

Im besonderen verurteilt FUCHS meine Aufstellung der feinkörnigen Lindlarer und der grobkörnigen Sandsteine vom Lüderich. Ich habe wiederholt darauf hingewiesen, so bereits 1895 in dieser Zeitschrift, daß stets in der oberen Lage der Lindlarer Grauwackensandsteine Bänke völlig angefüllt mit *Newberria caiqua* D'ARCH-VERN., und zwar, was für die Altersbestimmung ganz besonders wichtig ist, daß sie auch im Liegenden des bekannten Soetenicher Profiles auftreten. Ich habe öfter, so S. 38, betont, daß die dem „Eifelien“ zugehörigen kalkhaltigen Schichten mit *Sp. elegans* STG., *Calceola sandalina* LA., *Cyathophyllum ceratites* GOLDF. usw. diesen von mir abgetrennten Sandsteinschichten auflagern. Auf S. 73 habe ich, nachdem die oberen Lenneschiefer, die nicht Gegenstand der Behandlung waren, durch die Honseler Schichten in Nr. 1 kurzhin Erledigung gefunden hatten, diese Trennung sehr deutlich durch die unter 6 aufgezählten Stufen zum Ausdruck gebracht.

Ich habe nirgends angegeben, daß der von mir gefundene Steinkern von *Stringocephalus* (s. Lenneschieferstudien I, S. 35) in diesen Schichten oder daß *Sp. cultrijugatus* F. ROEM. in diesem Grauwackensandsteine selbst gefunden ist.

In einer Gegend, welche nicht zum Bereiche meiner Übersichtskarte gehört, habe ich in dem sehr mächtigen und durch



vielfache Faltung die Gegend weithin beherrschenden Lindlarer Sandsteinschichten an der Lenne nördlich des Ebbegebirges Schichten von verschiedenem Alter eingelagert gefunden, Spongophyllen und anderenorts *Cultrijugatus*. FUCHS deutet meine Mitteilung hierüber so, als ob ich behauptet habe, daß diese eingeschlossenen kleinen Partien, welche Bänke zusammengepreßter Mulden sein können, mit der Lindlarer Grauwacke gleichaltrig sein sollten. Dann brauchte ich mich nicht bei der Charakterisierung auf die Angabe von *Newberria caiqua* und von *Grammysia bicarinata*, welche insbesondere als Leitfossil des unteren Mitteldevon gilt (a. a. O., S. 32), zu beschränken. Dann brauchte ich nicht zu betonen, daß diese mächtigen Sandsteinbänke im allgemeinen als petrefactenarm gelten müssen. Ich habe diese Lindlarer Schichten, weil sie durch zahlreiche Steinbrüche aufgeschlossen sind, im Bergischen und im Sauerlande hundertfach untersucht. Nur vereinzelte Fälle sind mir bekannt geworden, in denen noch andere Spiriferen- und Lamellibranchiatenabdrücke gefunden wurden. Dahin gehört vor allem der schon von LORETZ angegebene Fundort Eileringsen, dann Rosmart, wo ich besonders die *Grammysia bicarinata* GOLDF. mehr verbreitet nachweisen konnte. Ich habe vier Exemplare daselbst auffinden können, während anderenorts trotz umfangreichen Betriebes und fleissigen Absuchens kaum eine gefunden ist.

Das Auftreten der von mir angegebenen, petrefactenführenden Kalkeinlagerung ist deshalb besonders betont, weil ich meine Ansicht, daß der Lindlarer Grauwackensandstein keineswegs jünger als diese Kalke sei, bekannt geben wollte.

Bei Bauckloh ist die Lagerung auffallend unregelmäßig. Es walten diese Sandsteine vor, dazwischen treten in abnormer Lagerung verschiedene Schichten<sup>1)</sup> auf. Ich habe nun nachträglich die Erklärung dieser auffälligen Störung gefunden in einem Basaltdurchbruche, der in der Literatur noch nicht erwähnt ist. Der Fundpunkt befindet sich nahebei, hoch oben am westlichen Abhange des Falkenlei und ist von Kettling aus auf einem fahrbaren Waldwege zu erreichen.

Bisher waren nur 3 vereinzelte Basaltvorkommen im Bergischen und in der Ebbe bekannt, bei Havel, Scheda und Salei (s. v. DECHEN, Erläuterungen usw. S. 48). Bei Kettling ist im Steinbruche das Einfallen der Lindlarer Grauwacke

---

<sup>1)</sup> *Stringocephalus* habe ich nicht, wie FUCHS, nachweisen können, wohl aber neuerdings in einer Tonschieferschicht mehrere Exemplare von *Phacops*.

NNO 33°, ca. 50 m weiter hinauf auf dem Fahrwege bei SO-Einfallen (44°) dünnplattiger Tonschiefer, im zweiten Steinbruche nahe daran SSO 44°. Von hier aus geht eine Schlucht nach Norden hinauf, in der überaus feste quarzitische Grauwacke ansteht; eine ähnliche wurde in einem am westlichen Abhange hochgelegenen Steinbruche (SO 35°) gewonnen. Dieses Gestein scheint nicht eruptiv, aber metamorphosiert zu sein, es erinnert mit seinen vielen Bergkrystalldrüsen an Gangmaterial. Diesem Vorkommen gegenüber sind die kleinen Basaltaufschlüsse von S nach N folgend.

Was nun FUCHS (S. 124) über „Eifélien“ angibt, daß dieses nur durch die älteren petrefactenarmen<sup>1)</sup> Lenneschiefer von den Hohenhöfer bis zu den Brandenbergsschichten vertreten sei, so kann das nimmer stimmen, denn wohin sollen die kalkhaltigen und die mergeligen Schichten des Eifélien, die den Eifeler Vorkommnissen täuschend ähnlich sind, gerechnet werden? Von „unberufener“ Seite darf vielleicht auf die Gummersbacher Umgebung hingewiesen werden, auf Becke und Frömmersbach, auf den Hexenbusch, auf Ahlefeld und Rebbelrot bei Niedersessmar (vgl. Lenneschiefer I, S. 8ff.). Neuerdings habe ich südlich von Derschlag bei Allinghausen kalkhaltige Tonschiefer mit zahlreichen *Phacops latifrons* und anderen Fossilien des Eifélien aufgefunden, vor allem die hier bei Allinghausen in Menge vorkommende Deckelkoralle, etwa 3 km weiter südlich bei Volkenrath eine sehr ähnliche Fauna, aber mit *Spirifer speciosus*. Über die kalkhaltigen Schiefer mit reicher, wohl gleichalteriger Fauna von Sundfeld bei Valbert habe ich ausführlich berichtet in der neuen Abhandlung: „Der Schichtenaufbau zwischen Gummersbach und Valbert und seine Störungen“ und in der ebendort erschienenen „Über die ältesten Schichten des ‚Lenneschiefer‘-Gebietes und über die südliche Grenze dieses Gebirges“<sup>2)</sup>.

Angesichts dieser Tatsachen halte ich daran fest, wenn gleich Herr FUCHS meine Ansicht als veraltete bezeichnet, daß außer der Culturijugatuszone noch andere Eifeler Schichten des Mitteldevons im Lenneschiefergebiete aufgesucht werden müssen, anstatt voreilig sich mit der „Faciesverschiedenheit“ abzufinden.

Die Mühlenbergsschichten mit der Caiquabank, also die Lindlarer Schichten, scheinen auch am Muldenrande in Soetenich

---

<sup>1)</sup> Nach FUCHS sollen sie überall reiche Mitteldevonfaunen führen. Wo ist aber die Liste?

<sup>2)</sup> N. Jahrb. f. Min., Beilageband 1911. S. 688.

vorzukommen. Leider hat meine Mitteilung nicht die gebührende Berücksichtigung bei der Kartierungsarbeit in der Nähe dasselbst gefunden. Ich habe neuerdings wieder nahe bei dem angegebenen Fundpunkte oben auf dem Berge über der Schmiede und über dem Hause Nr. 35 mehrere große Blöcke, die aus dem kleinen dort befindlichen Steinbruche stammen, mit Caiquaabdrücken und Steinkerfen völlig erfüllt, angetroffen und sie Herrn Bergrat Dr. EUGEN SCHULZ, der mich auf dieser Exkursion begleitete, in diesem Horizonte zeigen können.

Die Gerolsteiner Mulde wird von jenem feinkörnigen Grauwackensandsteine unterlagert, der große Ähnlichkeit mit dem Lindlarer hat; darunter folgt ein dem weißen grobkörnigen Lüderichquarzitsandstein ähnliches Schichtgestein, so daß die Cultrijugatuszone bei Lissingen jünger erscheint.

Zwischen Kirchheim und Kirspenich im nordwestlichen Teile der Soetenicher Kalkmulde kann man die Unterlagerung eines dem Lindlarer sehr ähnlichen feinkörnigen Grauwackensandsteines ebenfalls beobachten. Hier lagert darauf Kalk mit *Spirifer curvatus*, *Cyathophyllum helianthoides* (Einzelskoralle) und *C. hypocrateriforme*, also „Eifélien“, und nach Weingarten zu können recht wohl die am Muldenrande dazwischentretenden Kalkbänke mit *Sp. cultrijugatus* in Auflagerung noch hinzukommen, da eine Verwerfung durchzugehen scheint.

Auch bei Olpe sowohl am Kreuzberge, wie an der Rochuskapelle kann die Cultrijugatuszone jünger sein als diese Lindlarer Schichten. Denn die Längsverwerfungen sind südlich wie nördlich von mir nachgewiesen.

Konsequenterweise müßte FUCHS von einer Faciesverschiedenheit zwischen dem Remscheid-Altenaer Sattel und dem Ebbesattel reden, weil die Cultrijugatuszone an ersterem von ihm nicht aufgefunden ist, wohingegen an letzterem und am Olper Sattel diese Schichten den durchgreifenden tektonischen Störungen nicht völlig zum Opfer gefallen und deshalb für uns noch erreichbar sind. Wir finden „Eifélien“ und Cultrijugatuskalke rechtsrheinisch wohl deshalb mehr im Osten, weil in der Zeit, als die jüngeren Kalklagen in höhergelegenen Mulden der Verwitterung bereits unterlegen waren, durch den Zusammenschub im Süden und Südosten dann nur die der Abrasion entgangenen älteren Kalke in den Falten verblieben sind. Streichende Verwerfungen können weite Ausdehnung zeigen, so daß dann rechtsrheinisch eine Eifelkalkschicht nicht abgelagert zu sein scheint und zur Parallelisierung mit sandigen oder tonigen Sedimenten anregt. Sollten doch die Calceola-

und Crinoidenschichten der Eifel durch die gesamten Lenne-schieferschichten ersetzt sein<sup>1)</sup>).

Übrigens gebietet es die Gerechtigkeit, richtigzustellen, daß nicht Herr FUCHS (S. 132) die hohe Bedeutung der Parallelisierung der rechts- und linksrheinischen Cultrijugatus-zone der Gegend von Olpe im Sauerlande zuerst festgestellt, sondern E. SCHULZ bereits 1884 in dieser Zeitschrift, dann 1887 in den Verhandl. des nat. Vereins auf diese wichtige Übereinstimmung hingewiesen hat. Auch GRAF VON MATUSCHKA ist im gewissen Grade daran beteiligt. Auf S. 121 oben erwähnt FUCHS Mitteilungen von HUNDT, ohne der früheren Behandlung des Caiquavorkommens in dieser Gegend seitens E. SCHULZ zu gedenken.

FUCHS macht S. 120 unten auf „die bisher nicht bekannte Tatsache aufmerksam, auf die weite Verbreitung von Grauwackensandstein mit zwischengelagerten grauen bis graublauen Schiefen, denen sich Bänke beigesellen, die von den Brachiopoden *Newberria amygdala* geradezu strotzen“. Hierbei verschweigt er, daß ich zuerst bereits 1895 in dieser Zeitschrift<sup>2)</sup> diese Tatsache für die genau beschriebenen feinkörnigen Lindlarer Grauwackensandsteine festgestellt habe mit Angabe zahlreicher Fundpunkte. Ich habe sogar darauf aufmerksam gemacht, daß stets in den oberen Lagen jener Schichten diese Bänke auftreten. FUCHS scheint nun diese Entdeckung für sich und in bezug auf die Mühlenberg-schichten in Anspruch zu nehmen, verschweigt dabei, daß der Landesgeologe LORETZ<sup>3)</sup> bereits bald nach meiner Veröffentlichung unweit Dahl, also dem Fundpunkte des Herrn FUCHS, bei Herlsen dieses Brachiopod und auf der anderen Seite der Lenne bei Eileringsen Caiquabänke und sogar *Grammysia bicarinata* gefunden hat!

Die Sandsteine vom Mühlenberg sind meine Lindlarer. Das wagte aber vorher kein „Unberufener“ zu sagen, darf es eigentlich noch nicht früher aussprechen, als DENCKMANN die Charakterisierung dieser Schicht in diesem Sinne richtig gestellt hat.

Die weitere Mitteilung von FUCHS, und zwar zugunsten seiner Entdeckung, daß dieses Brachiopod in den liegenden Schichten fehlt, halte ich auch für bedenklich. In den Hobracker-

<sup>1)</sup> WINTERFELD, diese Zeitschr. 1894, S. 694; vergl. auch KOKEN: Die Vorwelt usw. 1893, S. 155.

<sup>2)</sup> Über eine Caiquaschicht usw., 47, H. 4, S. 650.

<sup>3)</sup> Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., F., 1898, S. 119, Fußnote.

schichten gibt DENCKMANN „verdrückte Rensselaerien“ an, und ich habe aus der Bleierzgrube Pauline bei Kürten (Wolfsorth) (s. Lenneschiefer II, 41 unten), welche in den weißen grobkörnigen Lüderichschichten des nördlichen Muldenrandes angelegt ist, eine Menge verdrückter, durchaus ähnlicher Rensselaerien an die Geol. Landesanstalt mit Angabe des Fundortes gesandt. Auch LORETZ erwähnt älteres Vorkommen dieses Brachiopoden. Es scheint mir durch die im weiten Bogen abstehenden Anwachsstreifen und die Muskeleindrücke an *Caiqua* zu erinnern, kleinere flache Exemplare können recht wohl juvenile Formen sein, sie kommen zusammen mit ersterer vor, sind auch häufig durch Druck abgeflacht.

Es ist zu bedauern, daß sich der Herausgabe der unterdevonischen Rensselaerien nicht bald eine Bearbeitung der mitteldevonischen anreicht. Material ist wohl genug vorhanden. Dann wäre endlich die ersehnte Klarheit über die Richtigkeit der Trennung in *Newberria caiqua*, *amygdala* und *amygdalina* zu erwarten.

Nicht minder bedauernswert finde ich es, daß der Herausgeber der unterdevonischen Rensselaerien, der doch gewiß sich als Paläontologe sein Urteil über die fraglichen in der Sammlung der Geol. Landesanstalt befindlichen Fundobjekte des vermeintlichen Gedinnien am Südrande der Gladbacher Mulde usw. durch Autopsie gebildet hat, dieses nicht klarer zum Ausdruck bringt, als daß er (s. S. 126 oben) „vor eine Entscheidung gestellt, selbstverständlich weit eher der Anschauung von A. DENCKMANN und W. E. SCHMIDT als derjenigen WINTERFELDS beitreten möchte“. Also Autoritätsglaube! Oder nimmt FUCHS diesmal Anstand zu schreiben, daß „dieses Leitfossil darin fehlt“?

Über diese Gedinnienfrage hier sich zu verbreiten, erübrigt sich, da ich zunächst auf das bereits von mir im Neuen Jahrbuche für Min. 1911, S. 684—710 Dargebotene verweisen kann.<sup>1)</sup>

Der von FUCHS gegebenen Übersicht, in der Eifélie und Cultrijugatuszone noch fehlen, erlaube ich mir die folgende gegenüber zu stellen, welche sich für mich aus den vorläufig erlangten Klarstellungen ergibt:

---

<sup>1)</sup> Was W. E. SCHMIDT (S. 136) über das Streichen und Einfallen äußert, erinnert an jenen Fehler, welchen vor allem der Naturforscher vermeiden muß, aus einem „Sonderfalle“ (S. 48) auf die Allgemeinheit zu schließen.



1. Honseler Schichten = Obere Lenneschiefer;
2. Brandenburg-Schichten = Die den Lindlarer Sandsteinbänken direkt auflagernden, zum großen Teile lockeren Tonschiefer mit wechsellagernden feinkörnigen, den folgenden ähnelnden Grauwackenbänken, ca. 400 m;
3. Mühlenberg-Schichten = Lindlarer Sandsteinbänke, in der Tiefe graugrün, ca. 600 m;
4. Hobräcker Schichten = Oberer Teil der Lüderichsandsteine;
5. Hohenhof-Schichten = Rotschiefer dieser Stufe.

Wie die Ausführungen, so zeigt besonders aber die Übersichtstafel, welche FUCHS bringt, deutlich die eigene Art seiner Kritik. Er teilt sowohl den Lindlarer Grauwackensandstein, wie den grobkörnigen Quarzsandstein gewaltsam den verschiedenartigsten Stufen des Lenneschiefers zu.

Selbstverständlich habe ich nicht vermeiden können, daß auf dem so großen Kartengebiete hier oder da, aber nur auf einem verhältnismäßig kleinen Raume, Einlagerungen von jüngeren oder von vielleicht durch Verwerfungen dort dislozierten älteren Schichten nachträglich festgestellt werden können. Es sollte eine Übersicht durch diese Karte geboten werden. Daß diese im großen und ganzen mit den Ausführungen von FUCHS übereinstimmt, ist oben hinreichend betont. Was z. B. DENCKMANN von seiner geologischen Karte der Überschiebung des alten Unterdevons hervorhebt, daß sie verbesserungsbedürftig ist, wird von der Karte eines „Unberufenen“ erst recht gelten. Soll doch, wie nachträglich DENCKMANN selbst festgestellt hat, die auf seiner Karte gezeichnete Überschiebung im Siegburger Graben in Wirklichkeit 25 km weiter nördlich liegen, andere Inkorrektheiten, z. B. bei Steimel, Auel, habe ich anderenorts erwähnt und sind hinterher von SCHMIDT, S. 137, zugegeben.

Daß auf meiner Karte der Zeichner den Streifen für den Lüdericher Quarzsandstein durch eine Verwerfung gerade durchgezogen hat, dient Herrn FUCHS zur Belustigung. Zur Aufklärung kann nur der etwas hier beitragen, welcher die Richtigkeit des im allgemeinen durchaus mit der Wirklichkeit übereinstimmenden Zuges durch Wanderungen daselbst kontrolliert. Ich erlaube mir folgende Tour vorzuschlagen: Lüderich, Neichen, Gründenich, Hufenstuhl, Megen, Kleuels Höhe bei Hohkeppel (gegenüber läuft der parallele Zug bei Neu-Honrath und Marialinden). Hier hinter Hohkeppel wird der Zug durch die Muldeneinlagerung von Lindlar etwas ver-



drückt, so daß bei Frielingsdorf nur ein schmaler Zug nach Siemerkusen geht, dann Siemeringhausen, Wette, Wüllenberg, Peppinghausen (südl. Marienheide), Lienkamp, Wilbringhausen, Hohbüschen (westl. an Meinerzhagen). Es bleibt die Tatsache immerhin bestehen, daß der weiße Quarzsandsteinzug die angegebene Richtung in der ganzen Ausdehnung nimmt, wenngleich er hier oder da etwas breiter oder schmaler, durch Verwerfung etwas in der Richtung gestört oder unterdrückt ist. Die Schwierigkeiten, sich mit einem auswärtigen Zeichner zu verständigen, der von der Bedeutung der Vorlagen keine Ahnung hat, weiß FUCHS anscheinend nicht zu schätzen.

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- BAKER LANEY, FR.: The relation of Bornite and Chalcocite in the copper ores of the Virgilina district of North Carolina and Virginia. S.-A. aus: Proceedings of the United States National Museum **40**, May 1911. Washington 1911.
- BÄRTLING, R.: Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands in geologischer, lagerstättenkundlicher u. bergwirtschaftlicher Beziehung. Verlag von FERD. ENCKE, Stuttgart 1911.
- BECKER, A.: Die geologische Beziehung unserer Heimat zum Norden mit besonderer Berücksichtigung Staßfurts. Staßfurt.
- ENGELMANN, R.: Die Terrassen der Moldau-Elbe zwischen Prag u. d. böhm. Mittelgebirge. Inaug.-Dissert. Berlin.
- GÄBERT, C.: Die geolog. Verhältnisse des Erzgebirges. S.-A. aus: Das Erzgebirge IX. Meißen 1911.
- GERTH, H.: Gebirgsbau u. Facies im südlichen Teile des Rhein. Schiefergebirges. S.-A. aus: Geol. Rundschau I, H. 6. Leipzig 1910.
- GREIM, G., J. PARTSCH, W. v. SEIDLITZ u. P. WAGNER: Schwedische Landschaftstypen. Erinnerungen an den internationalen Geologenkongreß 1910. 3. Lappland. S.-A. aus: Geograph. Zeitschrift XVII, H. 4. Leipzig 1911.
- HÄBERLE, D.: Das Felsenland des Pfälzerwaldes (Pfälz. Wasgenwald). Ein Beispiel f. d. Entstehung bizarrer Verwitterungsformen im Buntsandstein. Kaiserslautern 1911.
- Der Pfälzerwald. S.-A. aus: Geograph. Zeitschrift XVII, H. 6. Leipzig 1911.
- u. W. SALOMON: Bericht über die Tagung in Schramberg. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteilungen d. Oberrhein. Geol. Vereins, N. F., Bd. I, H. 2. Karlsruhe 1911.
- HAHN, F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Teil II. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt **60**, 1910, H. 4. Wien 1910.
- HARBORT, E.: Exkursion zum Dorn bei Königsutter. S.-A. aus: 3. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. zu Hannover 1910.
- Der Mensch und die Erde. Herausgegeben von HANS KRAEMER. Deutsches Verlagshaus BONG & Cie. Berlin, Leipzig, Wien, Stuttgart 1908.
- Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, **31**, T. II, H. 1. Berlin 1910.
- HERMANN, R.: Die erratischen Blöcke im Reg.-Bez. Danzig. Bd. II, H. 1. Berlin 1911.
- *Rhinoceros Merckii* JÄGER im Diluvium Westpreußens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **63**, 1911, Monatsber. Nr. 1. Berlin 1911.
- Klappersteine aus der baltischen Kreide. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **63**, 1911, Monatsber. Nr. 1. Berlin 1911.
- HOERNES, R.: Das Aussterben der Arten und Gattungen sowie der größeren Gruppen des Tier- und Pflanzenreiches. Festschrift d. k. k. Franzens-Universität in Graz für das Studienjahr 1910/11. Graz 1911.

- KELLER, AD.: Das Wesen der Vernunft. Groß-Lichterfelde 1911.
- KRETSCHMER, FR.: Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **61**, 1911, H. 1. Wien 1911. 8°.
- LANG, R.: Das Vindelizische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. S.-A. aus: Jahreshefte d. V. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg **67**, 1911. Stuttgart.
- LEPPLA, A.: Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, T. II, H. 2. Berlin 1910.
- LEUBUSCHER, G.: Über die Notwendigkeit der Ausbildung der Lehrer in Gesundheitspflege. Schriften des deutschen Ausschusses f. d. mathemat. u. naturw. Unterricht, H. 7. Leipzig u. Berlin 1911.
- LIETZMANN, W.: Bericht über die Tätigkeit des deutschen Ausschusses f. d. mathemat. u. naturw. Unterricht im Jahre 1910. Schriften des deutschen Ausschusses f. d. mathemat. u. naturw. Unterricht, H. 9. Berlin u. Leipzig 1911.
- LOWY, H., und G. LEIMBACH: Eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern. S.-A. aus: Physikal. Zeitschrift, 11. Jahrg., 1910. Leipzig.
- MARTIN, K.: Die Fossilien von Java. Samml. d. Geol. Reichsmuseums in Leiden, N. F., Bd. I, 2. Abt., H. 2. Leiden 1910.
- MERRILL, G.: On the supposed origin of the Moldavites and like sporadic classes from various sources. S.-A. aus: Proceedings of the United States National Museum **40**, May 1911. Washington 1911.
- MICHAEL, R.: Neue Beiträge z. Kenntnis d. Orlauer Störungszone. S.-A. aus: Zeitschrift des Oberschles. Berg- und Hüttenmännischen Vereins, Februar-Heft 1911.
- MILLER, W. G.: A Geological Trip in Scotland. S.-A. aus: The Canadian Mining Journal 1911.
- v. MÜLLER, FR.: Welche Mittelschulvorbildung ist für das Studium der Medizin wünschenswert? Schriften des deutschen Ausschusses f. d. mathemat. u. naturw. Unterricht, H. 8. Leipzig u. Berlin.
- BARON NOPCSA, FR.: Zur Stratigraphie u. Tektonik des Vilajets Skutari in Nordalbanien. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **61**, 1911, H. 2. Wien 1911.
- PIETZCKER, FR.: Über die Convoluten aus dem Ornatenton Schwabens. Inaug.-Dissert. Tübingen. Stuttgart 1911.
- POGUE, J.: On Calamine Crystals from Mexico, Rutile-Mica Intergrowth from Canada and Pseudomorphs of Marcasite after Pyrrholite from Prussia. Proceedings of the United States National Museum **39**, Nr. 1801, S. 571—579, Taf. 63—64. Washington 1911.
- PONTOPPIDAN, H.: Die geologischen Verhältnisse des Rappentalpents als sowie der Bergkette zwischen Brestach und Stillach. S.-A. aus: Geogn. Jahreshefte 1911, XXIV. Jahrg. München.
- RABOT, CHARLES: Revue de Glaciologie, Nr. 3. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg (Schweiz). Freiburg (Schweiz) 1909.
- RAU, K.: Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens mit Ausschluß der Spiriferinen. Inaug.-Diss. z. Erlangung der Doktorwürde der Eberhard-Karls-Universität Tübingen. Verlag von G. FISCHER. Jena 1905.
- RECK, H.: Über Erhebungskratere. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **62**, 1910, Monatsber. Nr. 4. Berlin 1910.

- RENZ, C.: Die mesozoischen Faunen Griechenlands. T. I: Die triadischen Faunen der Argolis. Mit 7 Tafeln u. 15 Textfiguren. S.-A. aus: Palaeontographica, Beiträge z. Naturgesch. d. Vorzeit 58. Stuttgart 1910.
- Die Geologie Griechenlands. T. I: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum u. Paläozoikum. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 60, 1910, H. 3. Wien 1910.
- RECK, H.: Glazialgeolog. Studien über die rezenten und diluvialen Gleischergebiete Islands. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde V, 1911. Berlin 1911.
- RÓZSA, M.: Neuere Daten zur Kenntnis der warmen Salzseen. (Bericht über die physikalische und chemische Untersuchung des Erwärmungsprozesses der siebenbürger Salzseen.) Berlin 1911.
- SACCO, F.: Il gruppo dell' Argentesa. Studio geologico. Torino 1911.
- L' Appennino meridionale. Studio geologico sintetico. Roma 1910.
- Cenni di Geologica applicata sull' Appennino meridionale. Perugia 1911.
- L' Appennino settentrionale e centrale. S.-A. aus: Cosmos di Guido Cora, Ser. II, Bd. XIII.
- SCHMIDT, G.: Abriß der Petroleumgeologie Rumäniens. Verlag für Fachliteratur G. m. b. H. Berlin-Wien 1911.
- STUTZER, O.: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“, I. T. Verlag von Gebr. BORNTRÄGER. Berlin 1911.
- V. STAFF, H.: Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 18. Stuttgart.
- Über Kulissenfalten. Eine vergleichend-tektonische Studie. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. XXX, 1910. Stuttgart.
- Zur Entwicklung des Flußsystems des Zäckens bei Schreiberhau im Riesengebirge. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 31, 1911. Stuttgart.
- und R. WEDEKIND: Der oberkarbone Formaniferensa propolit Spitzbergens. S.-A. aus: Bull. of the Geolog. Inst. of Upsala X, 1910. Upsala.
- und H. RECK: Einige neogene Seeigel von Java. S.-A. aus: Die Pithecanthropus-Schichten auf Java. Leipzig 1911.
- Über Struktur Isohypsen. Zur Einführung in das Verständnis geologischer Karten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XIX, H. 3. Berlin 1911.
- STROMER, E.: Über das Gebiß der *Lepidosirenidae* und die Verbreitung tertiärer und mesozoischer Lungenfische. Mit 1 Tafel. S.-A. aus: Festschrift z. 60. Geburtstag Richard Hertwigs Bd. II. Jena 1910.
- Neue Forschungen über fossile lungenatmende Meeresbewohner. S.-A. aus: Fortschritte d. naturw. Forschung II. Berlin 1910.
- WERTH, E.: Die Bedingungen zur Bildung einer Brandungskohle. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Nr. 1, 1911.
- Über den Begriff Inlandeis nebst Bemerkung über die Schneegrenze in den polaren Ländern. S.-A. aus: Geogr. Zeitschr. XVII, H. 1. Leipzig 1911.

# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

## B. Monatsberichte.

Nr. 7.

1911.

Protokoll der Sitzung vom 5. Juli 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Privatdozent Dr. B. GOSSNER, München, Neuhauser Str. 51 (Mineralogisches Institut), vorgeschlagen von den Herren GROTH, ROTHPLETZ, v. STROMER.

Herr HUBERT MENTEN, Berlin W, Aschaffener Str. 13, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, KRONECKER, STREMMER.

Herr CHARLES DE LA CROIX, Berlin N 4, Invalidenstr. 43 (Geologisches Institut), vorgeschlagen von den Herren BRANCA, KRONECKER, STREMMER.

Der Vorsitzende bespricht die eingegangenen Druckschriften.

Sodann beginnt Herr CARTHAUS seinen Vortrag über Steinkohlenbildung.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN, GOTHAN, WERTH, BRANCA, JENTZSCH und der Vortragende.

Herr E. WERTH bemerkte zu dem Vortrage des Herrn CARTHAUS:

Ich möchte einiges zugunsten der Ansicht des Herrn Vortragenden hier anführen. Was zunächst die Anpassungserscheinungen betrifft, die wir in der heutigen Mangrove-

formation beobachten, so sind sie im wesentlichen zweierlei Art. Einmal ist es die xerophile Struktur der Mangrovegewächse als Anpassung an die physiologische Trockenheit des salzhaltigen Substrates, zum anderen sind es die eigentartigen Einrichtungen (Atemwurzeln usw.), welche die Mangrovepflanze gegen den Sauerstoffmangel des schlammigen Bodens gewappnet erscheinen lassen. Was den xerophilen Habitus angeht, so dürfte ein solcher wohl auch den eigentlichen Waldbildnern der Steinkohlensümpfe, den Sigillarien und Lepidodendren, zuzuschreiben sein. Auch die Calamarien machen einen xerophilen Eindruck. Gegenüber diesen genannten scheinen die Farne nur als Unterholz (Baumfarne), Lianen und Epiphyten in der Vegetationsformation des Sumpfwaldes der Steinkohlenzeit eine Rolle gespielt zu haben.

In der Mangrovevegetation der heutigen tropischen Küsten spielen Gefäßkryptogamen, speziell Farne, nur eine bescheidene Rolle. Eine regelmäßige Erscheinung in der ostafrikanischen Mangrove, wie auch in derjenigen der anderen Tropenländer, ist der bis über 3 m Höhe erreichende Erdfarn *Chrysodium aureum*; dieser besitzt xerophilen Habitus. Das Zurücktreten der heutigen Farne und Pteridophyten überhaupt in der halophilen Formation der Tropen gegenüber den dikotylen Gewächsen läßt jedoch keinen Schluß zu auf die Verhältnisse in jener fernvergangenen Zeit, in welcher die heute in der Landschaft fast überall tonangebenden Dikotyledonen noch gar nicht existierten, und eben die Pteridophyten eine gleich dominierende Rolle spielten wie jene heutzutage. Es ist von vornherein anzunehmen und höchst wahrscheinlich, daß zur Steinkohlenzeit die Gefäßkryptogamen viel mannigfaltigere Vegetationsformationen bildeten als heute, wo sie in Konkurrenz zu treten haben mit einer großen Artenzahl in vieler Beziehung zweifellos vollkommenerer Gewächse.

Betreffs der Stelzwurzeln der Mangrovepflanzen muß gesagt werden, daß sie keine absolute Bedingung für ihre Existenz sind; sie kommen nur den Rhizophoraceen zu, fehlen aber den Mitgliedern aus anderen in der Mangrove vertretenen Pflanzenfamilien. In der ostafrikanischen Mangrove<sup>1)</sup> ist *Sonneratia caseolaris* der stattlichste Baum, welcher auch bis in das tiefere Wasser, fast so weit wie *Rhizophora mucronata*, vordringt. Er besitzt ebensowenig Stelzwurzeln, wie *Avicennia officinalis*, einer der häufigsten Mangrovebäume, der dadurch

---

<sup>1)</sup> Vgl. E. WERTH: Die Vegetation der Insel Sansibar. Mitteilungen des Seminars für Orientalische Sprachen 1901, III. Abteilung.



besonders wichtig ist, daß er die Formation allein weit über die Grenzen der Tropen hinaus ausdehnt; er kommt nordwärts bis zum Sinai vor, und im Süden beobachtete ich ihn noch in der Gegend von Sydney (Australien) in 34<sup>0</sup> südlicher Breite.

Was nun die Anpassungen der Mangrovepflanzen an den Sauerstoffmangel ihres schlammigen Substrates anbetrifft, so sind ähnliche Einrichtungen zwar bisher von den Gewächsen der Steinkohlenwälder nicht bekannt geworden. Jedoch bleibt dieselbe Schwierigkeit bestehen, wenn wir die Bildung der Steinkohlen auf eine Süßwassersumpfwegvegetation zurückführen wollen. Auch die binnenländischen Sumpfgewächse, zumal tropischer Gebiete, zeigen die mannigfaltigsten Schutzrichtungen, welche ihnen erst ein gedeihliches Fortkommen in dem luftarmen stagnierenden Wasser ermöglichen<sup>1)</sup>.

Weiter möchte ich eine Beobachtung mitteilen, welche mir zu beweisen scheint, daß auch unter tropischem Klima im Bereiche des salzhaltigen Seewassers heutzutage eine Torfbildung nicht ausgeschlossen ist. Auf der Insel Sansibar, gar nicht weit von der gleichnamigen Stadt entfernt, findet sich eine kleine mit Mangrovevegetation erfüllte Meeresbucht, die auf der Seeseite durch einen Strandwall mehr oder weniger vollkommen abgeschlossen und auf der Landseite von höherem Diluvialgelände umfaßt wird, das am südlichen Ende der Bucht als Steilkiff an die See tritt. Das Vorhandensein dieses Kliffs sowie verschiedene andere Tatsachen (vorspringende Kaps aus härterem Gestein usw.), die ich schon vor zehn Jahren zusammengestellt habe<sup>2)</sup>, beweisen, daß zurzeit eine positive Strandverschiebung in Ostafrika statthat. Es ist daher anzunehmen, daß die bezeichnete kleine Bucht in verhältnismäßig jungvergängerer Zeit sich noch weiter seewärts ausgedehnt und der absperrende Strandwall gleicherweise weiter außerhalb gelegen hat. Zur Ebbezeit kann man nun beobachten, wie an der Basis des Strandwalles auf der Seite des heutigen Außenstrandes eine Torflage angeschnitten ist, die reichlich in situ befindliche Baumstümpfe aufweist. Nach der ganzen Situation kann es nicht zweifelhaft sein, daß hier ein Teil des ehemals weiter auswärts reichenden Bodens der Mangrovebucht vorliegt, der an der Außenseite des inzwischen weiter in die Bucht vorgedrungenen Strandwalles von der Brandung entblößt worden ist.

---

<sup>1)</sup> WERTH: a. a. O., S. 52 ff. (des Sonderabdruckes).

<sup>2)</sup> E. WERTH: Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ostafrika. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin **36**, 1901, S. 115—144.

Ganz kurz möchte ich noch darauf hinweisen, daß das Fehlen einer Mangrovevegetation in unseren Breiten nicht wohl, wie der Herr Vortragende es glaubhaft zu machen versuchte, dem Mangel geeigneter geschützter Stellen im seichten Meereswasser in unseren Gegenden zugeschrieben werden kann. Ich könnte mir kaum ein für die Ansiedelung von Mangrove günstigeres Meeresbecken denken als unser Wattenmeer. Die Innenseite der langgestreckten Insel Sylt z. B. würde ein ideales Gelände für einen Mangrovewald abgeben. Aber wir haben in dieser Gegend weder im Wasser noch auch auf dem Lande im unmittelbaren Bereiche der kräftigen Seewinde Waldwuchs (ich erinnere an die Kratts unserer Nordseeküste); der Wind ist ein außerordentlich baumfeindlicher klimatischer Faktor, und erst die tropische Wärme vermag die schädigende Wirkung des Windes auf den Baumwuchs so weit aufzuheben, daß auch in unmittelbarer Nähe der ozeanischen Küste und im seichten Wasser vor der Küste allgemein Baumwuchs möglich wird.

Zum Schluß möchte ich betonen, daß ich keineswegs der Ansicht bin, daß die Steinkohlenwälder nun unbedingt der heutigen Mangrove entsprochen und eine halophile Sumpfformation dargestellt haben müssen; ich meine nur, daß es doch möglich sein dürfte, die der Ansicht des Herrn Vortragenden soeben entgegengesetzten Bedenken beiseite zu räumen und der Möglichkeit der Steinkohlenformation als Meersumpfformation durch Spezialuntersuchung nach dieser Richtung näher zu treten.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BRANCA.	EBERDT.	STREMME.

---

## VIKTOR UHLIG †.

Von Herrn W. BRANCA in Berlin.

Zu Karlshütte in Österreichisch-Schlesien, in einer Umgebung von Berg- und Hüttenleuten, hat seine Wiege gestanden. Dort ist er am 2. Januar 1857 geboren als Sohn eines erzherzoglichen Hüttenverwalters; und die ersten Eindrücke, die dem Knaben das Elternhaus und die ganze Umgebung gaben, wurden bestimmend für sein ganzes Leben. Als er 1874 in Teschen, woselbst sein Vater später als Bergrat lebte, das Gymnasium mit Auszeichnung absolviert hatte, zog es ihn zuerst nach Graz, wo er bei PETERS hörte, und dann nach Wien, wo E. SUESS und M. NEUMAYR seine verehrten Lehrer wurden; mit Begeisterung hat er später auch oft noch erzählt von den ausgedehnten geologischen Reisen, die er an der Seite von E. SUESS machen durfte.

Aber kein lachendes Studium, kein ungetrübter Sonnenschein waren ihm auf der Alma mater beschieden. Der Kinderreichtum der Familie bedingte es, daß dem kaum der Schule Entwachsenen auf die noch so jungen Schultern die schwere Bürde gelegt wurde, sich allein, durch Stundengeben, vorwärtszubringen. Um so größere Ehre, um so höhere Anerkennung und Hochachtung seien darum dem von uns gegangenen Kollegen hier dargebracht.

1877 ward er Assistent für Paläontologie bei NEUMAYR, und im Dezember 1878 machte er dann sein Doktorexamen, dessen Thema ihn gleich in das Hauptarbeitsgebiet seines Lebens einführte; denn es gab „Beiträge zur Kenntnis der Juraformationen in den Karpatenklippen“. Im Jahre 1883 ward UHLIG Praktikant an der k. k. geologischen Reichsanstalt und 1887 Assistent an derselben. Seine Aufnahmen führten ihn hier in die westgalizischen Karpaten, wo er zuerst die Sandsteinzone, später die Klippenzone, den Nordabhang der Tatra, das Gebiet von Teschen, bearbeitete. Weder die schlechten Quartiere noch die schlechte Nahrung des unwirtlichen Galizien vermochten die helle Begeisterung, mit der er sich seiner Forscherarbeit hingab, zu mindern.

Das Jahr 1891 führte ihn aus der k. k. Reichsanstalt in den Lehrberuf ein. Er ward zum außerordentlichen Professor für Mineralogie und Geologie nach Prag an die Technische Hochschule berufen. 1893 erfolgte dann ein Ruf als Professor für Geologie und Paläontologie an die Universität Breslau, den er jedoch ablehnte; noch im selben Jahre ward er in Prag zum Ordinarius ernannt. Dort heiratete UHLIG, mußte aber seine Frau bereits nach kurzer Ehe begraben; und als im Jahre 1897 der internationale Geologenkongreß in Rußland tagte, traf ihn gleichfalls schweres Leid: Unerwartet ward ihm sein einziger Sohn entrissen, ein Schlag, den er nie ganz überwunden hat. In vermehrter Arbeit suchte er Vergessen.

Aber neues Glück zog ein. 1899 ward LOUISE FREIH VON PECHMANN, mit der wir jetzt um ihn trauern, seine Gattin. Schon das nächste Jahr führte das junge Paar nach Wien, wo UHLIG den durch WAAGENS Tod erledigten Lehrstuhl für Paläontologie erhielt. Abermals im nächsten Jahre, 1901, ward er wirkliches Mitglied der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien und nach dem Rücktritt von E. SUESS dessen Nachfolger auf dem Lehrstuhl der Geologie. Im Jahre 1903 war er in Würdigung seiner hervorragenden geologischen Arbeiten in der Tatra durch die Verleihung der Szabó-Medaille ausgezeichnet worden; das Jahr 1909 fügte dem die goldene Cothenius-Medaille hinzu, welche ihm die Leopoldinisch-Carolinische Akademie in Halle zuerkannt hatte.

Der Liebenswertesten einer ist er gewesen, denn das war ein kennzeichnendes Merkmal seines Wesens, das keiner je vergessen wird, der ihn gekannt hat. So war er auch gegen seine Schüler, um die er ein freundschaftliches, herzliches Band schlang. Auch nach ihrem Scheiden von der Universität behielt er stets Fühlung mit einem jeden derselben, und suchte ihn zu fördern und ihm zu helfen, so gut er konnte.

Aber nur zehn Jahre lang hat sein Wirken in Wien als Lehrer gewährt. Noch der Winter 1910/11 sah ihn in seltener Frische; da brach in Karlsbad Mitte April 1911 das alte Gallensteinleiden mit Heftigkeit hervor und machte bald eine Operation unabweislich. Er selbst hatte sie gewünscht, und sie ging glücklich vonstatten. Aber ein ganz Anderes, ein Magengeschwür, trat hinzu; und heftige Magenblutungen, die sich zwölf Tage nach der Operation ganz unerwartet einstellten, führten einen Schwächezustand herbei, dem UHLIG am 4. Juni 1911 erlag. Viel zu früh für die Wissenschaft, für seine Gattin, mit der er in glücklichster Ehe gelebt, die ihn

oft auf seinen Wanderungen begleitet hatte, viel zu früh für seine Freunde und seine Verehrer.

Nach diesem Rückblick auf den Werdegang und auf den Menschen UHLIG, der uns entrissen ist, sei es mir gestattet, auf das zu weisen, was der Gelehrte geleistet und uns hinterlassen hat, der seit dem Jahre 1881 unserer Gesellschaft angehörte. Eine Zusammenstellung<sup>1)</sup> der geologischen Arbeiten V. UHLIGS, die zwar keinen Anspruch auf absolute Vollständigkeit macht, aber doch wohl alle bedeutsameren Werke des Gelehrten umfaßt, ergibt die Zahl von ca. 70 Abhandlungen. Erreichen unter diesen einige auch nur wenige Seiten, so darf man doch sagen, daß eine jede seiner Arbeiten interessante und wichtige Ergebnisse gebracht hat.

Alles, was UHLIG schrieb, war durch eine Fülle gründlicher und gewissenhafter Untersuchungen gestützt; und änderte er auch, schritthaltend im Zuge geologischer Forschung, im Laufe der Zeiten in manchem seine theoretische Auffassung — ich denke hier in erster Linie an die Theorien über die Entstehung der Klippen —, so blieb doch der Tatbestand, den er in intensiver und sorgfältiger Naturbeobachtung festgestellt hatte, unverändert und sicher begründet. — Das aber ist es, was vornehmlich den Forscher kennzeichnet. Hypothesen und Theorien kommen, ändern sich und gehen im Laufe der Zeiten. Richtig festgestellte Tatsachen aber bleiben in Ewigkeit und bilden ein unvergängliches Fundament.

Überblicken wir die vielseitigen Arbeiten UHLIGS, die Früchte einer 33jährigen Schaffensperiode (1878—1911), so finden wir drei verschiedene Richtungen, nach denen er tätig gewesen ist:

1. Abhandlungen allgemeinen geologischen Inhaltes; 2. paläontologische Untersuchungen; 3. stratigraphisch-tektonische Arbeiten.

Die erste Gruppe ist die kleinste. — Aus dem Jahre 1884 haben wir eine zusammenfassende petrogenetische Abhandlung über die Gruppe der organogenen Gesteine (17). — 1886 verfaßte UHLIG als Anhang zu NEUMAYRS „Erdgeschichte“ den Abschnitt über nutzbare Mineralien (26). — Als Referent der Erdbeben-Kommission d. k. k. Akad. d. Wiss. in Wien für Böhmen (Deutsches Gebiet) gab er 1901 „Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Ge-

---

<sup>1)</sup> Ich verdanke dieselbe der freundlichen Mitarbeiterschaft des Herrn Assistenten KRONECKER, ohne welche ich in der Kürze der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht zu diesem Überblick hätte gelangen können.



bieten Böhmens“ (47). — In einem 1904 in der k. k. Akademie der Wissenschaften zu Wien gehaltenen Vortrag „Über Gebirgsbildung“ vertrat er „die Theorie des allseitig tangentiellen Druckes“ im Gegensatz zum „einseitigen Schub als Faktor der Gebirgsbildung“ (53). — Aus jüngster Zeit (1910) stammt dann eine kleine Arbeit über „Die Erdsenkungen der hohen Warte im Jahre 1909“, die interessante geologische Spezialbeobachtungen über die Umgebung von Wien enthält (69). — 1910 endlich gab er, in einem Sammelberichte über die Eisenerzvorrate Österreichs, eine kurze „Übersicht der Eisenerzlagerstätten des Karpatenlandes“ (70).

Auf paläontologischem Gebiete hat sich UHLIG vor allem durch Foraminiferen- und Ammonitidenstudien verdient gemacht. Über Foraminiferen finden sich 5 Abhandlungen aus seiner Feder (8, 14, 24, 25, 27); in einer dieser Arbeiten („Über Foraminiferen aus dem rjasanschen Ornatentone“) stellte er den wichtigen Satz auf, daß Foraminiferen als Leitfossilien nicht brauchbar sind, dagegen für die Beurteilung der Facies einen hohen Wert besitzen. — Sodann haben ihn liassische Brachiopoden aus den Südalpen in mehreren Arbeiten beschäftigt (2, 36). — Vor allem aber verdanken wir ihm zahlreiche wertvolle Arbeiten über Ammonitiden (5, 10, 12, 4, 15, 28, 37, 46, 55, 54, 67); unter diesen sind vornehmlich zu erwähnen: „Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten“, mit allgemeinen grundlegenden Studien über untercretacische Cephalopoden. Ferner das große, zusammen mit NEUMAYR verfaßte Werk „Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands“, das eine Fülle neuer paläontologischer Beobachtungen, darunter auch Grundlegendes über die Systematik der Ammonitiden, enthält (5). Endlich die Bearbeitung der Cephalopodenfauna der Spiti Shales aus dem Oberjura des Himalaya, ein umfassendes, vortreffliches Werk, von dem bis jetzt 3 Lieferungen mit 395 Seiten erschienen sind.

Seine Hauptarbeitskraft aber hat UHLIG der systematischen geologischen Untersuchung einzelner Landesteile der österr.-ungar. Monarchie gewidmet, und zwar war es in erster Linie das Karpatengebirge mit seiner weiteren Umgebung, dessen Erforschung, man kann wohl sagen, seine Lebensarbeit bedeutet. Nicht weniger als 38, meist größere seiner Arbeiten behandeln die Geologie dieses interessanten Berglandes. Ihr galt die erste Arbeit des jungen, ins wissenschaftliche Leben hinaustretenden Geologen (1878); und auch fast die letzte, die der gereifte, dem ungeahnten Ende nahe Forscher uns hinterlassen, hat sie zum Gegenstand.



Naturgemäß war es das auffallende Phänomen der Klippen, an dessen Deutung sich UHLIG vor allem versuchte. Die ersten Arbeiten (1, 7) befassen sich mit der Feststellung der Stratigraphie des pieninischen Klippenzuges; hier gelang ihm u. a. der sichere Nachweis des Kelloway. In den folgenden Jahren dehnte UHLIG dann seine Untersuchung auf die ganzen westlichen Karpaten (West-Beskidien, Karpatennordrand, Westgalizien) sowie die nordöstlichen Karpaten und die ost- und mittelgalizische Tiefebene aus.

In den Jahren 1888, 1890, 1891 veröffentlichte er die ersten zusammenfassenden Ergebnisse über dieses Gebiet; und der hier vertretenen Auffassung über die Entstehung der Klippen blieb er bis zum Jahre 1904 getreu. — Wohl sind wir es dem hochverdienten Forscher schuldig, hier etwas näher auf die von ihm festgestellten Tatsachen einzugehen.

Die südliche Klippenzone der Karpaten läßt sich, bogenförmig die Kerngebirgszone umgürtend, vom Ostrand des Wiener Beckens auf eine Erstreckung von 280 km nach Osten hin verfolgen und geht dann in die Ostkarpaten über. Diese Klippen — UHLIG berechnete ihre Zahl auf ca. 5000 — erscheinen als Kalkfelsen, welche steil aus dem, flache Abhänge bildenden, Karpatensandstein aufragen; so daß man also zu unterscheiden hat das Klippengestein und das Hüllgestein; dieses die Formationsglieder der oberen Kreide und des Alttertiärs umfassend, jenes die der Trias bis zum Neocom. Sowohl Facies wie Tektonik des Klippengesteins sind eigenartig; UHLIG trennte die Klippen einer versteinungsreichen Facies (parallele Schuppen, in Längsreihen angeordnet, seltener gruppenförmig, bei flacher Lagerung der Schichten) von Klippen des Hornsteinkalkes (langgezogene, zusammenhängende Kämme, schiefe Falten). Das Endergebnis, zu dem er kam, ging dahin: Die Klippen sind nicht regellos verteilt, sondern treten gesetzmäßig zum Aufbau eines größeren Ganzen zusammen. Sie zeigen steile Lagerung und scheinen aus der Tiefe hervorzuwachsen. Im Bereich des Hüllgesteins, das durch eine scharfe Diskordanz von dem Klippengestein geschieden wird, ist am bemerkenswertesten das Auftreten von Konglomeratblöcken, die in der Mehrzahl von den Klippen herrühren; ja es ist die Klippenzone vom Rande des Wiener Beckens an bis nach Rumänien von einem Kranze solcher Konglomeratbildungen umzogen.

Das waren die Tatsachen, die UHLIG feststellte. Nun hieß es, an die Genesis derselben herantreten. Schon früher hatte man sich an dem Problem versucht, sie als Einlagerungen

im Karpatensandstein gedeutet; und NEUMAYR war dann zu jener „Durchspießungstheorie“ gelangt, nach der die Entstehung der Klippen auf Gebirgsfaltung zurückgeführt ward, bei welcher der Faltenkern (die späteren Klippen) die ursprünglich konkordant gelagerten, jüngeren Schichten durchbrach. Hierbei wurden die harten Trümmer des älteren Gesteines in die jüngeren und weicheren Gesteine hinein- und oft ganz hindurchgepreßt, so daß sie nun völlig isoliert liegen.

Etwas anders STACHE. Von ihm ward die Klippenzone zwar ebenfalls auf Faltung zurückgeführt; aber die Klippen der Pieninen bildeten nach STACHE schon vor der Ablagerung der Klippenhülle ein gehobenes Gebirge, einen klippenreichen Küstenstrich, der dann von Strandschutt ummantelt wurde.

Dieser „Inseltheorie“ schloß sich UHLIG an, baute sie aber noch weiter aus, indem er drei Phasen der Entstehung der pieninischen Klippen unterschied: 1. Erste Faltung und Hebung, sowie Reliefbildung. 2. Ingression des Meeres der Oberkreide, Brandungswirkungen und Absatz der Hüllschichten. 3. Nachmalige gemeinsame Faltung der Klippen- und Hüllgesteine.

Wir haben also, wie UHLIG völlig richtig deutete, in der Klippenzone keine Flyschfalte, bei der die harten Gesteine der Tiefe die weicheren im Hangenden durchspießten. — Somit blieb ihm in damaliger Zeit, in der von gewaltigen Überschiebungen in den Alpen noch nicht die Rede war, nur die Deutung übrig, daß die Klippen bereits vor Absatz der Hüllschichten einen selbständigen Faltungsbogen gebildet hätten.

UHLIG hatte die Zugehörigkeit der Klippenzone zum älteren Karpatengebirge betont, indem er dartat, daß sie genau im Streichen der alten Gebirge der Ostkarpaten liegt; und er zeigte, daß die ostkarpatische Masse, ebenfalls von Oberkreide und Eocän umsäumt, sicherlich die Fortsetzung der südlichen Klippenzone, nicht aber die der Hohen Tatra sei. Es seien demnach die Ostkarpaten auch nichts anderes als große Klippen, also, nach damaliger Auffassung, echte Inseln im Kreidemeere.

1897 veröffentlichte UHLIG eine größere monographische Studie (42) über die Geologie des Tatragebirges (mit geol. Karte 1:75 000). Es schien sich ihm eine Folge von 3 Antiklinalen zu ergeben, die von 4 Synklinen unterbrochen wird; dazu eine teilweise Überschiebung jener über diese. — Nach drei Jahren (1900) erschien dann seine zweite Arbeit über „Die Geologie des Tatragebirges“ (45). Die Tektonik, geologische Geschichte und Oberflächengeologie des Gebietes behandelnd, bildete sie die Fortsetzung des ersteren Werkes,

das sich im wesentlichen mit der Stratigraphie der Hohen Tatra befaßt hatte. Dieser Arbeit von 1900 gab er, als Ergebnis seiner Untersuchungen, eine ausgezeichnete geologische Karte bei.

Mittlerweile war eine neue Zeit der Anschauungen über die Alpengeologie fast jäh hereingebrochen; und sie hatte auch die Tatra nicht verschont, in der LUGEON 1902 ebenfalls von Süden her eingewanderte „Nappes de recouvrement“ erkannte und den Zentralkern als eine wurzellose Masse erklärte. Mehrfach, 1903 und 1904 wandte sich UHLIG gegen diese Umdeutung der tatrischen Geologie (49, 52). Auch in dem ganz vorzüglichen grundlegenden Werke „Bau und Bild der Karpaten“ (51), in dem er alle Ergebnisse seiner früheren Untersuchungen zusammenfaßte, vertrat er noch die alte Auffassung. — Aber 1907 mußte sich UHLIG doch dem „hinreißenden Siegeszuge“ der Deckenlehre anschließen; und so hat er uns in seinen letzten Arbeiten über die Tektonik der Karpaten diese im Lichte der Überfaltungsdeckentheorie gezeigt (58, 59, 63, 64). — UHLIGs Monographie vom Jahre 1897 stellte die Hohe Tatra als einen Klotz von Gneis und altem Granit dar, der an seiner Nordseite in seinen höheren Teilen die „hochtatrische Serie“ (eine etwas lückenhafte Schichtfolge von alpinem Charakter), in seinen tieferen Teilen des nördlichen Gehänges eine zweite, weit vollständigere alpine Schichtfolge, die „subtatrische Serie“, beide steil nach Norden einfallend, aufweist. — Nun, 1907, als er ebenso wie in ihren Arbeitsgebieten A. HEIM und G. STEINMANN die Richtigkeit einer anderen theoretischen Deutung billigen mußte, erkannte er die Verfrachtung der subtatrischen Decke von Süden her über die Gneis- und Granitmasse der Tatra; ja er betrachtete diese letztere selbst als schwebend. „Die subtatrische Serie bildet eine weit über die inneren Teile der westlichen Karpaten gebreitete Decke, unterbrochen und zerrissen durch das häufige Hervortreten der tektonisch tieferen, aber orographisch in der Regel höheren hochtatrischen Decke.“ Darum verglich UHLIG die hochtatrische der Tauerndecke und die subtatrische der ostalpinen Decke der Alpen.

Die Klippen der Pieninenzone aber — „Scherben“, gehüllt in obercretacischen, sandigen Mergel, auf dem sich die Bewegung vollzog — deutete UHLIG nun als Köpfe mehrerer selbstständiger Decken, als die „aufbrandende Stirnregion“ derselben.

Einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis der Flyschzone des nördlichen Karpatenlandes lieferte seine Arbeit über „Die karpatische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen

Carbongebiet“ (59). Er zeigte, daß das alte, variscisch gefaltete Gebirge des sudetischen Vorlandes nach Süden unter das Alttertiär der Karpaten taucht; und er wies auf verschiedene Anzeichen hin, welche dafür sprechen, daß wir es auch hier mit einer Fernüberschiebung zu tun haben. Vor allem deuten die Klippen der Sandsteinzone — die Gesteine, die älter als Oberkreide sind = nördliche Klippenzone — auf Fernüberschiebung; es sind abgerissene Fragmente des Untergrundes. Ebenso sind die exotischen Blöcke der Sandsteinzone — Klippenblöcke — „Scherlinge“, d. h. Stücke des Untergrundes, die bei der Überschiebung der Sandsteinzone abgeschert wurden.

So ergab sich UHLIG das neue Bild: Die Karpaten mit der Hohen Tatra haben weder Wurzel noch autochthones Land, sind nur Deckenland, sind deckenförmig gebaut wie die Alpen. Die helvetische Decke streicht von den Alpen herüber. Und ähnlich sprach er in einer Arbeit über den „Deckenbau der Ostalpen“ (1909), in welcher er eine treffliche kurze tektonische Analyse des Ostalpenbaues gab, sogar von beskidisch-helvetischen Decken und einer pieninisch-lepontischen Decke (64).

Es ist schon im Vorhergehenden gesagt worden, daß alle diese Umdeutungen der theoretischen Erklärung nichts zu ändern vermochten an dem ungeheuren Tatsachenmaterial, das durch die jahrelangen, sorgsamsten Untersuchungen UHLIGS festgestellt worden war. Sie blieben und bleiben unangetastet. Für alle Zeiten wird UHLIGS Name verknüpft sein mit der geologischen Erforschung jener Gebiete, wird seiner Forscher-tätigkeit die höchste Anerkennung gezollt werden. Wie ALBERT HEIM, wie GUSTAV STEINMANN und andere, so hat auch schließlich UHLIG die neue, von romanischer Seite gekommene Theorie anerkennen müssen; seinen großen wissenschaftlichen Verdiensten hat das keinen Abbruch getan.

Außerhalb des Karpatenlandes verdanken wir UHLIG vor allem noch eingehende „geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern“ (56, 61). Die Erforschung der Tektonik dieses äußerst kompliziert gebauten Gebietes wurde durch die beiden Abhandlungen, welche eine große Arbeitsleistung darstellen, sehr gefördert. Schon im ersten Bericht (1906) sprach UHLIG von der deckenförmigen Lagerungsform der Tauerngebilde. Die zweite Arbeit brachte eine eingehende Beschreibung der einzelnen Glieder des Tauerndeckensystems; hier wies UHLIG u. a. darauf hin, daß die Stirn der Spezialdecken, in welche die Tauerndecke (in weiterem Sinne) eingeteilt wird, nach Norden in den Untergrund hineintaucht.

Mit NEUMAYR, seinem von ihm hochverehrten Lehrer, verband UHLIG ein enges Arbeitsverhältnis. — Schon 1881 verfaßte er zusammen mit ihm das bedeutungsvolle Cephalopodenwerk „Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands“ (5). Später (1892) vervollständigte er ein von NEUMAYR hinterlassenes Manuskript „Über die von H. ABICH im Kaukasus gesammelten Jurafossilien“ (37). Der umfangreiche stratigraphische Teil, der als wichtiges Ergebnis den Erweis enger Beziehungen zwischen dem kaukasischen und mediterranen Jura einerseits und dem mitteleuropäischen anderseits erbringt, stammt ganz aus der Feder UHLIGS. — Als würdiger Erbe seines Meisters wurde UHLIG sodann mit der Neubearbeitung von NEUMAYRS „Erdgeschichte“ (2. Aufl. 1897) betraut; und allbekannt ist es ja, wie gut er es verstanden hat, trotz vielfacher Erweiterungen, Zutaten und Erneuerungen, wie sie die Fortschritte der Wissenschaft inzwischen mit sich gebracht hatten, das schöne Werk seines dahingegangenen Lehrers in dessen Geiste fortzuführen und neu zu beleben. — Noch 1907 brachen UHLIG und DIENER in einer kurzen Erklärung — „Ein Wort zu NEUMAYRS Stellung in der Paläontologie“ — eine Lanze zur Würdigung von NEUMAYRS Verdiensten um den Aufschwung der Paläozoologie (57).

UHLIGS Name aber wird in der Wissenschaft ebenso unvergessen sein, wie seine Persönlichkeit allen, die ihn kannten, unvergeßlich sein wird.

## Verzeichnis der Arbeiten von VICTOR UHLIG.

Es bedeutet:

- J. = Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt (Wien).
- V. = Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt (Wien).
- S. = Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wiss., math.-naturw. Klasse (Wien).
- M. = Mitteil. d. Wiener Geolog. Gesellschaft (Wien).
- D. = Denkschriften d. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse (Wien).

1. Beiträge zur Kenntnis der Juraformation in den karpatischen Klippen. (J., 28. Bd., 1878.)
2. Die liassische Brachiopodenfauna von Sospirolo bei Belluno. (S., 80. Bd., 1879.)
3. Die Juraablagerungen in der Umgebung von Brünn. (Beiträge zur Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients, 1. Bd., 1881.)
4. Bemerkungen zu Oxynoticerias Gevillianum D'ORB. usw. (V., 1881.)
5. Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. (Zusammen mit M. NEUMAYR.) (Palaeontographica, 27. Bd., 1881.)
6. Aus dem nordöstlichen Galizien. (V., 1881.)
7. Über die Fauna des roten Kellowaykalkes der penninischen Klippe Babierzowka in Westgalizien. (J., 31. Bd., 1881.)



8. Über einige oberjurassische Foraminiferen mit agglutinierender Schale. (N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Bd. 1, 1882.)
9. Über Miocänbildungen im nördlichen Teile der Westkarpaten usw. (V., 1882.)
10. Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. (J., 32. Bd., 1882.)
11. Die Wernsdorfer Schichten und ihre Aquivalente. (S., 86. Bd., 1882.)
12. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. (D., 46. Bd., 1883.)
13. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpaten. (J., 33. Bd., 1883.)
14. Über Foraminiferen aus dem rjasanschen Ornamentone. (J., 33. Bd., 1883.)
15. Zur Ammonitenfauna von Balin. (V., 1884.)
16. Über Jurafossilien aus Serbien. (V., 1884.)
17. Über die Beteiligung mikroskopischer Organismen an der Zusammensetzung der Gesteine. (Vortrag im Verein z. Verbr. naturw. Kenntn. in Wien, 1884.)
18. Über die Diluvialbildungen bei Bukowna am Dnjestr. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 36. Bd., 1884.)
19. Über die geologische Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. (J., 34. Bd., 1884.)
20. III. Reisebericht aus Westgalizien. (V., 1884.)
21. IV. Reisebericht aus Westgalizien. (V., 1884.)
22. Über ein neues Miocänvorkommen bei Sandec inmitten der westgalizischen Sandsteinzone. (V., 1884.)
23. Über ein Vorkommen von Silurblöcken im nordischen Diluvium Westgaliziens. (V., 1884.)
24. Über eine Mikrofauna aus den westgalizischen Karpaten. (V., 1885.)
25. Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpaten. (J., 36. Bd., 1886.)
26. Nutzbare Mineralien. (Anhang zu NEUMAYRS „Erdgeschichte“, 1886.)
27. Foraminiferen von Jan Mayen. (Die internat. Polarforschung 1882 bis 1883 usw., 1886.)
28. Über neocene Fossilien von Gardenazza in Südtirol. (J., 37. Bd., 1887.)
29. Über die Miocänbildungen in der Umgebung von Prerau in Mähren. (V., 1888.)
- 30.—32. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten:
  - I. Die Sandsteinzone zwischen dem pieninischen Klippenzuge und dem Nordrande. (J., 38. Bd., 1888.)
  - II. Der pieninische Klippenzug. (J., 40. Bd., 1890.)
  - III. Das Inselgebirge von Rauschenbach. (J., 41. Bd., 1891.)
33. Vorl. Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. (S., 98. Bd., 1889.)
34. MELCHIOR NEUMAYR. Sein Leben und Wirken. (Nekrolog.) (J., 40. Bd., 1890.)
35. Über F. HERBICHS Neocomfauna aus dem Quellgebiet der Domboviciora in Rumänien. (J., 41. Bd., 1891.)
36. Über einige Liasbrachiopoden aus der Provinz Belluno. (V., 1891.)
37. Über die von H. ABICH im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. (Zusammen mit M. NEUMAYR.) (D., 59. Bd., 1892.)



38. Bemerkungen zum Kartenblatte Lundenburg-Göding. (J., 42. Bd., 1892.)
39. Bemerkungen zur Gliederung karpatischer Bildungen. (Entgegnung an C. M. PAUL.) (J., 44. Bd., 1894.)
40. Neubearbeitung von NEUMAYRS „Erdgeschichte“. (2. Aufl., Leipzig u. Wien 1897.)
41. Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten. (S., 106. Bd., 1897.)
42. Die Geologie des Tatragebirges, I. (D., 64. Bd., 1897.)
43. Über eine unterliassische Fauna aus der Bukowina. (Abhandl. d. deutsch. naturw.-mediz. Ver. f. Böhmen „Lotos“, 2. Bd., Prag 1900.)
44. Abwehrende Bemerkungen zu R. ZUBERS Stratiographie der karpatischen Formationen. (V., 1900.)
45. Die Geologie des Tatragebirges (D., 68. Bd., 1900):  
 II. Tektonik des Tatragebirges.  
 III. Geologische Geschichte des Tatragebirges.  
 IV. Beiträge zur Oberflächengeologie.
46. WILHELM WAAGEN. (Nekrolog.) (Zentralbl. f. Min. usw., Stuttgart 1900.)
47. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. (PETERMANN'S Mitt., 46. Bd., Gotha 1900.)
48. Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. (Anzeiger d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1900 u. D., 72. Bd.)
49. Bericht über die seismischen Ereignisse des Jahres 1900 in den deutschen Gebieten Böhmens. (Mittel. d. Erdbeben-Komm. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, n. F., Nr. III, 1901.)
50. Beiträge zur Geologie des Fatra-Kriván-Gebirges. (D., 72. Bd., 1902.)
51. Zur Umdeutung der tatrischen Tektonik durch M. LUGEON. (V., 1903.)
52. Exkursionen in die pieninische Klippenzone und in das Tatra-gebirge. (IX. internat. Geologen-Kongreß, Führer f. d. Exk., Wien 1903.)
53. Bau und Bild der Karpaten. (III. Teil in „Bau und Bild Österreichs“. Wien 1903.)
54. Über die Klippen der Karpaten. (Comptes Rend. IX, Congrès géol. intern. de Vienne 1903, 1904.)
55. Über Gebirgsbildung. Vortr. in d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1904.)
56. Einige Bemerkungen über die Ammonitengattung *Hoplites* NEUMAYR. (S., 114. Bd., 1905.)
57. Einige Worte zu dem Aufsätze des Herrn GYULA PRINZ: „Über die systematische Darstellung der gekielten Phylloceratiden.“ (Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1906.)
58. I. Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. (Zusammen mit F. BECKE.) (S., 115. Bd., 1906.)
59. Ein Wort zu NEUMAYRS Stellung in der Paläontologie. (Zusammen mit C. DIENER.) (Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1907.)
60. Über die Tektonik der Karpaten. (S., 116. Bd., 1907.)
61. Die karpatische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen Carbongebiet. (M., 1. Bd., 1908.)
62. Ansprache anlässlich der Konstituierung der geologischen Gesellschaft in Wien. (M., 1. Bd., 1908.)
63. II. Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. (S., 117. Bd., 1908.)

64. Geologisches aus dem Tatragebirge. (M., 1. Bd., 1908.)
65. Über die Tektonik der Ostalpen. (Vortr., geh. b. d. 81. Versammlung deutsch. Naturf. u. Ärzte zu Salzburg 1909.)
66. Der Deckenbau in den Ostalpen. (M., 2. Bd., 1909.)
67. Ein österreichisches Meisterwerk. (Österr. Rundschau, Wien 1909.)
68. Die Tektonik der Ostalpen. (Vortrag, Naturwiss. Rundschau 1909.)
69. The Fauna of the Spiti Shales. (Memoirs of the geological survey of India. Kalkutta 1903 u. 1910.)
70. Das Vorkommen der Werfener Schiefer in Valea seaca bei Kimpolung in der Bukowina. (M., 3. Bd., 1910.)
71. Die Erdsenkungen der Hohen Warte (Wien) im Jahre 1909. (M., 3. Bd., 1910.)
72. Übersicht der Eisenerzlagerstätten der Karpaten in Mähren, Galizien und der Bukowina, des vorsudetischen Gebietes westlich von Krakau und der galizischen Ebene. (M., 3. Bd., 1910.)

## Briefliche Mitteilungen.

### 27. Die höchste marine Grenze auf Bornholm.

Von Herrn V. MILTHERS.

Kopenhagen, den 31. Mai 1911.

In Nr. 1 der Monatsberichte dieser Zeitschrift für 1911 hat Herr Hauptmann W. KRANZ einen Aufsatz „Hohe Strandlinien auf Bornholm“ veröffentlicht, den ich seiner Irrtümer und der angesehenen Zeitschrift wegen, in der er publiziert worden ist, nicht unwidersprochen lassen darf.

FORCHHAMMER hat ausgesprochen, daß das Meer längs der Nordostküste Bornholms einmal einen 12—13 m höheren Stand gehabt hat als jetzt, und MUNTIE hat näher nachgewiesen, daß das vormalige Meer hier jedenfalls 17 m über dem jetzigen Meeresniveau gestanden hat, und daß die marine Grenze sich allmählich nach Süden und Südwesten senkt.

Herr KRANZ referiert dieses; durch einige Beobachtungen im vergangenen Sommer ist er indes zu dem erstaunlichen Ergebnis gekommen, „daß die Zahlenangaben nach FORCHHAMMER und MUNTIE für mindestens drei Viertel der Nordküste falsch sind“, und zwar „viel zu hoch“. Er gibt nach eigenen Beobachtungen die folgenden Höhen für die marine Grenze an:

		ca. m
Allinge . . . . .	Strandterrasse	6
Sandkaas—Tejn . . . . .	-	6—7
Tejn—Kaasen . . . . .	-	10
Südöstlich von Gudhjem . . . . .	-	9
Melsted—Saltuna . . . . .	-	10
Randkløve Skaar nordwestl. v. Svanike	plattige Felsoberflächen	10
Bavnode nordwestl. v. Arnager . .	Strandsand	12
Sorthat Kulvæk . . . . .	-	9
Heidefläche südl. v. Hasle . . . .	-	10
Strandterrasse nördl. v. Hasle . . .	-	14

Es wird jedem Geologen, der einige Kenntnis von der Gestalt der Strandmarken an der nordöstlichen Granitküste Bornholms besitzt, sofort auffallen, daß Herr KRANZ die

höchste marine Grenze zwischen Allinge und Saltuna überhaupt gar nicht beobachtet hat, trotzdem es die längste Strecke ist, von der er eigene Beobachtungen angibt; das, was er als Strandterrassen ansieht, sind gewiß solche, sie liegen aber weit unter der höchsten marinen Grenze, die hier nicht als Terrassen, sondern durch Erosion ausgebildet worden ist. Der marine Gürtel entlang dieser Küste ist besonders durch Enthüllung und Zersplitterung der ursprünglich regelmäßigen Granitoberfläche und nicht durch Strandterrassen charakterisiert. Jeder kundige Beobachter wird die marine Grenze leicht finden; sie tritt sehr gut hervor als die Grenze zwischen diesem Küstengürtel, wo die ursprüngliche Decke von Geschiebelehm weggewaschen ist, und dem oberhalb liegenden Altlande, wo diese Decke noch auf den geschrammten und geschliffenen Felsoberflächen liegt.

Die größte Höhe, die die marine Grenze in der Gegend von Allinge erreicht, ist 20—21 m; sie fällt allmählich gegen Südosten ab und liegt am Svanike ca. 18 m ü. M. Der höchste Punkt der marinen Grenze überhaupt findet sich im Norden auf Hammeren, ca. 250 m östlich von der Ruine „Salomons Kapel“, wo man ein Paar schwach ausgebildete Strandwälle und einen ganz kleinen Terrassenabsatz, bzw. 20—21 $\frac{1}{2}$ —22 m ü. M., sieht.

Die von Herrn KRANZ von der genannten Strecke angegebenen „Strandlinien“ liegen somit weit unter der marinen Grenze, und die Höhenangaben FORCHHAMMERS und MUNTHES sind nicht „viel zu hoch“, aber vielmehr ziemlich niedrig; doch haben die Angaben MUNTHES die richtigen Höhen recht gut getroffen.

Längs der Nordostküste hat Herr KRANZ sich somit stets *unter* der marinen Grenze bewegt; im Gegensatz dazu hat er am Bavnodde zwischen Arnager und Rønne solche Kies- und Sandschichten als marine angesehen, die *über* der marinen Grenze liegen und in der Tat als fluviatile (glaziale und spätglaziale) anzusehen sind. Die marine Grenze liegt hier nicht 12 m, sondern höchstens ca. 9 m ü. M.

In derselben Weise hat er die Verhältnisse am „Sorthat Kulvärk“ in unzutreffender Weise gedeutet. Im großen Profil der Tongrube dieser Ziegelei ist die marine Grenze nämlich gar nicht bestimmbar; denn die Sandschichten, die hier das Mesozoicum und den darüber liegenden Geschiebelehm decken, sind nicht, wie er glaubt, vom offenen Meere abgesetzt, sondern sie sind fluviatiler Entstehung. Obschon die Oberfläche hier niedriger als die marine Grenze liegt, sind hier keine

Spuren von Strandbildungen vorhanden. Die Stelle muß während der größten Depression des Landes gegen die Brandung durch höher liegendes, später durch die Stranderosion wegerodiertes Land geschützt gewesen sein. Der höchste Stand des Meeres in dieser Gegend geht aus den Verhältnissen auf der Fläche ein wenig nördlicher hervor, wo man Strandgerölle bis zu einer Höhe von ca. 15 m ü. M. findet. Nördlich von Hasle liegt die marine Grenze auch nicht, wie Herr KRANZ es angibt, 14, sondern ca. 16 m ü. M.

Die Verhältnisse auf der ganzen Strecke Sorthat—Rönne—Arnager betreffend muß übrigens auf die Erläuterungen zu der geologischen Karte Bornholms hingewiesen werden, die jüngst von K. A. GRÖNWALL und mir im Manuskript ausgearbeitet worden sind, in denen besondere Aufmerksamkeit auch auf die spätglazialen Verhältnisse dieser Gegend gerichtet ist.

Das Resultat der von GRÖNWALL und mir im Dienste der geologischen Landesuntersuchung Dänemarks vorgenommenen Untersuchungen ist im allgemeinen, daß die spätglaziale, marine Grenze auf Bornholm ihren höchsten Punkt an der Nordspitze der Insel (22 m ü. M. auf Nordhammeren) hat, und daß sie gegen Süd-Südwesten fällt (ca. 9 m ü. M. der Südwestküste entlang).

Die „Beobachtungen“ des Herrn KRANZ sind somit gänzlich unzureichend für die Bestimmung der höchsten Strandlinien und der marinen Grenze auf Bornholm; sie eignen sich deswegen auch nicht als Grundlage weitgehender Theorien.

## 28. Zur Umrißform der Insel Celebes.

Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsätze des Herrn VON STAFF.<sup>1)</sup>

Von Herrn JOH. AHLBURG.

Zurzeit Wetzlar, den 10. Juni 1911.

Die jüngst veröffentlichten Auslassungen des Herrn VON STAFF über das Problem der Umrißform der Insel Celebes enthalten in ihren Schlußsätzen einen Angriff auf meinen vor etwa einem Jahre vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. S. 180 ff.

gehaltenen Vortrag über die Insel<sup>1)</sup>. Eine Erwiderung auf diesen Angriff könnte ich mir fast ersparen, da sich jeder Leser selbst davon überzeugen kann, daß von den durch Herrn VON STAFF widerlegten angeblichen Behauptungen in meinem Vortrage nichts enthalten ist, daß es mir vor allem fern gelegen hat, mir irgendwelche Prioritäten in demselben anzumaßen, es sei denn für meine eigenen erstmaligen Beobachtungen auf dem von mir durchforschten Teile der Insel.

In den angegriffenen Schlußsätzen meines Vortrages faßte ich lediglich, wie Herr VON STAFF auch ganz richtig zitiert, die Ansichten von Kennern der Insel, d. h. von solchen, die auf Grund ihrer Originalforschungen sich über die Entstehung und Form derselben geäußert haben, zusammen; ich stellte gegenüber diesen Ansichten — wie sie vor allem in dem grundlegendsten Werke über die Insel von den Forschern F. und P. SARASIN<sup>2)</sup>, ferner auch in den VERBEEKschen Werken<sup>3)</sup> und anderen Originalforschungen über die Insel enthalten sind — die Ansicht auf, daß Celebes nicht, wie in jenen Werken geäußert wird, von jungen Faltengebirgen — sei es mit oder ohne Randbrüche — gebildet wird, sondern von einem alten, krystallinem und vermutlich auch paläozoischen, nahezu konstant in SO—NW-Richtung streichenden, über die ganze Insel verfolgbaren Gebirgsrumpfe, der von der Tertiärzeit an allmählich durch Randbrüche in die heutige Form der Insel aufgelöst ist. Daß sich diese meine Feststellungen nur auf die Originalliteratur über die Insel bezogen, geht aus dem Inhalte meines Vortrages wohl zur Genüge hervor, im übrigen ist es Herrn VON STAFF durch eine vorangegangene persönliche Auseinandersetzung über die Angelegenheit auch mehrfach in aller Deutlichkeit zur Kenntnis gebracht worden. Und gerade dieser Umstand veranlaßt mich, auf die VON STAFFschen Angriffe, deren Form vielleicht manchem Leser unverständlich erscheinen mag, etwas näher einzugehen.

Um meine Feststellungen gegenüber den Werken der SARASINS als überflüssig und nicht neu hinzustellen, schlägt Herr VON STAFF den Weg ein, die Ansichten dieser Forscher an sich als absurd hinzustellen und durch eigene theoretische Spekulationen sowie durch einige Literaturbelege zu „diskre-

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 191ff.

<sup>2)</sup> Materialien zur Naturgeschichte von Celebes, Bd. IV, Wiesbaden 1901.

<sup>3)</sup> Molukkenverslag. Jaarboek v. h. Mijnweezen in Nederl. O. Ind. 1908, Bd. 37.



ditieren“. Ich habe den eigenen STAFFSchen Ausführungen<sup>1)</sup> offen gestanden nicht in allen Teilen folgen können, vermag aber nicht zuzugeben, daß durch derartige Spekulationen, und mögen sie an sich noch so gut durchdacht sein, die jahrelangen Forschungsarbeiten der SARASINS, die Herr VON STAFF wohl nicht ohne Absicht als „Zoologen“ bezeichnet, allein schon diskreditiert werden können. Und das um so weniger, als Herr VON STAFF mit der Behauptung, auf Celebes fehle eine mesozoische Geosynklinalbildung gänzlich, im strikten Widerspruch mit Männern wie HAUG<sup>2)</sup>, VERBEEK<sup>3)</sup> steht; nicht zuletzt auch mit SUESS, der im 3. Bande seines großen Lebenswerkes bezüglich Celebes den Forschungen der SARASINS treulich gefolgt ist. SUESS stand also offenbar nicht auf dem Standpunkte des Herrn VON STAFF, daß man Originalforschungen anderer durch eigene Spekulationen diskreditieren soll, sondern vielmehr eigene Ansichten den Originalforschungen unterordnet.

Gegenüber den aus der Literatur herangeholten Belegen genügte eigentlich derselbe Einwand. Was DE LAPPARENT, VOLZ und FRECH über Celebes geschrieben haben, beruhte nicht auf Originalforschungen und ist daher, soweit es mit den Originalforschungen in Widerspruch steht, nicht imstande, Originalbeobachtungen zu „diskreditieren“. Ebensowenig lag für mich eine Veranlassung vor, auf solche gelegentlichen Bemerkungen über die Insel Celebes in meinem Vortrage einzugehen, in dem ich mir lediglich die Aufgabe stellen konnte, an der Hand des bestehenden sowie des eigenen Beobachtungsmateriales ein Bild von dem Bau und der Entstehung der Insel zu geben.

Aber wie steht es eigentlich mit jenen, die SARASINSchen Arbeiten so stark diskreditierenden Angaben von VOLZ, FRECH usw.?

Da mir und wohl den meisten Lesern mündliche Mitteilungen des Herrn VOLZ, auf die sich VON STAFF beruft, nicht zur Verfügung stehen, kann ich nur aus den VOLZschen Veröffentlichungen über seine Ansichten bezüglich Celebes schöpfen. Nur an einer Stelle wird, soviel ich weiß, die Insel Celebes von VOLZ — und zwar in seinem Sumatrawerke<sup>4)</sup> — ausführlicher berührt; es heißt dort:

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 181, Abs. 1, 2, 3.

<sup>2)</sup> Les Géosynclinaux etc. Bull. soc. Géol. de France III, Ser. 28, 1900.

<sup>3)</sup> a. a. O., S. VI u. S. 812ff.

<sup>4)</sup> Zur Geologie von Sumatra. Geol. u. Pal. Abh., N. F., VI, 2, Jena 1904.

„Der große Faltenbogen“ — der im vorhergehenden behandelt ist — „geht, nach Osten wohl an Celebes anschließend, von Madura und Java aus über die Sumatra westlich vorgelagerte Inselreihe . . .“ und weiter S. 46: „ . . . So umschlingt ein Meer von 3000 Faden Tiefe diese große malaiische Scholle, Indischer Ocean, Timor-, Banda-, Celebes- und Sulusee. Das ist die heutige geologische Scheidung zwischen Asien und Australien; denn dieser tiefe Meeresgürtel legt sich dem Verlaufe des jungtertiären Faltengebirges vor.“ Weiterhin wird noch gesagt, daß dieser Abbruch wohl nicht als Verwerfung, sondern als Flexur zu denken sei. Hiernach verläuft also, das geht aus den Worten deutlich hervor, längs der Innenseite der Banda- und Celebessee, d. h. also auf Celebes, jener von Sumatra und Java kommende jungtertiäre Faltenbogen. Und diese VOLZsche Auffassung, die klar und deutlich von jungtertiären Faltengebirgen auf Celebes spricht, soll, so sucht Herr VON STAFF es dem unbefangenen Leser darzustellen, die SARASINSche Ansicht diskreditieren, obwohl sie sich mit ihr völlig deckt? Herr VON STAFF kannte diesen meinen Einwurf, ohne auf denselben in seinen Ausführungen irgendwelche Rücksicht zu nehmen.

Ebensowenig kann ich die FRECHsche Karte als eine Diskreditierung der SARASINSchen Ansichten oder gar als ein Argument gegen mich anerkennen. FRECH zeichnet auf der obengenannten tektonischen Karte der Erde in die einzelnen Inselarme von Celebes seine Faltenzüge ein, die von den umliegenden Inseln (Philippinen, Java usw.) hergeleitet werden. Die Faltenzüge auf Celebes sind dünn gezeichnet, was nach der Signatur der Karte zwar paläozoische Falten bedeuten soll. Aber die auf dieser Karte so winzige Insel Celebes würde auf eben jener FRECHschen Weltkarte ganz unter den dicken Faltenstrichen verschwinden, die tertiäres Alter bedeuten, sonst hätte FRECH sie gewiß dick gezeichnet. Denn ich kann doch Herrn FRECH nicht die Vorstellung zutrauen, daß bei ihm ein und dieselbe Falte auf den Philippinen tertiären Alters (dicke Linie), auf Nordcelebes aber plötzlich paläozoisch (dünne Linie) wird. Aber selbst wenn FRECH diese Möglichkeit im Auge gehabt haben sollte, so tritt eine neue Unmöglichkeit ein; die auf Nord- und Südcelebes gezeichneten Faltenzüge (nach VON STAFF also paläozoisch, weil dünn gezeichnet) laufen beinahe ausschließlich über alluviales Vulkanland, höchstens noch Bildungen tertiären Alters. Ich kann also auch hier nur wieder

sagen, soll die FRECHsche Karte bezüglich Celebes überhaupt etwas beweisen — und solche Ansprüche würde ich gewiß nicht an sie erhoben haben, da sie für solche Detailfragen doch wohl zu skizzenhaft angefertigt ist —, so konnte sie nur zugunsten meiner Worte, aber niemals gegen dieselben sprechen; das wird mir, glaube ich, jeder objektive Beurteiler der Sache zugestehen.

Ich muß auch hier wieder betonen, daß Herr VON STAFF meine obigen Ausführungen zu der FRECHschen Karte vor seiner Veröffentlichung gekannt hat. Es muß daher auffallen, daß unter den Argumenten, mit denen die FRECHsche Karte gegen mich „allerdings nur stumm“ sprechen soll, gleichwohl wieder die Geschichte mit den dicken und dünnen Linien auftaucht, daß Herr VON STAFF dem unbefangenen Leser zu beweisen sucht, daß die auf Celebes gezeichneten Faltenzüge paläozoisch sein sollen, obwohl er selbst darauf aufmerksam gemacht worden ist, daß diese Linien auf Nord- und Südccelebes nahezu ausschließlich über alluviale und tertiäre Bildungen laufen, daß sie in einem Zuge mit den tertiären Philippinen und Java-falten gezeichnet sind.

Was nun die von VON STAFF wiedergegebenen persönlichen Äußerungen des Herrn FRECH betrifft, so kann ich nur vermuten, daß Herr FRECH über die eigentliche Streitfrage nicht genau informiert worden ist. Er schreibt dort (S. 185), daß er die ganzen Küstenformen von Ostasien und Indonesien als durch Staffelbrüche (im Sinne der RICHTHOFENschen Zerrungstheorie) gebildet dargestellt habe. „Auf die angeblich allgemein vertretene Hypothese der Faltung im Indonesischen Archipel bin ich überhaupt nicht eingegangen.“ Weiterhin gibt aber Herr FRECH selbst zu, daß man aus seiner Karte entnehmen könne, daß „Andeutungen von Falten noch vielleicht auf Celebes wahrnehmbar sind“. Das klingt zwar fast wie ein Zurücknehmen dieser Faltenzüge auf der Karte, aber wenn man auf der einen Seite eine Karte, „wenn auch stumm“, reden lassen will, kann man doch nachher nicht diese stumm redende Karte mit Worten wieder desavouieren. Aber ganz abgesehen von Celebes, Herr FRECH zeichnet die tertiären Falten durch den ganzen malaiischen Archipel, kann sie also doch unmöglich als gegenstandslos angesehen haben.

Und eben die Existenz der jungen Falten, nicht aber, ob daneben Staffelbrüche vorhanden sind, bildet den Kern-

punkt der Streitfrage in den angegriffenen Sätzen meines Vortrages; das möchte ich hier nochmals mit aller Entschiedenheit betonen. Ich habe die Existenz dieser jungen Falten für Celebes bestritten und an ihre Stelle jenen in meinem Vortrage eingehend behandelten alten krystallinen Gebirgsrost mit konstantem SO—NW-Streichen gesetzt.

Vermag ich bereits bei der Art und Weise, wie Herr VON STAFF mit den VOLZschen und FRECHSchen Arbeiten gegen mich argumentiert, ihm den Vorwurf wenig objektiver Darstellung nicht zu ersparen, so gilt dies leider in noch höherem Maße von dem, was Herr VON STAFF über das SARASINSche populäre Reisewerk<sup>1)</sup> schreibt.

Herr VON STAFF sucht hier bei dem unbefangenen Leser den Eindruck zu erwecken, als ob die Forscher SARASIN in diesem Werke, das vier Jahre nach dem großen, wissenschaftlichen Werke veröffentlicht worden ist, von ihrer Theorie junger Falten ganz abgegangen seien, daß sie nur noch von Brüchen auf der Insel sprächen, daß im Index dieses Werkes das Wort Falte überhaupt nicht vorkomme.

Ich möchte hierzu zunächst auf die einzig wichtige Stelle dieses populären Werkes hinweisen, an der die Autoren auf die geologische Geschichte der Insel zu sprechen kommen; sie sagen dort (Bd. I, S. 251):

„Allein wir wollen uns in Anbetracht, daß dieses Werk ganz andere als wissenschaftliche Zwecke verfolgt, auf das Notwendigste beschränken. Vor allem ist festzuhalten, daß die Insel Celebes eine verhältnismäßig junge Bildung ist; im Frühtertiär . . . . war sie von einem untiefen Korallenmeer bedeckt; die Auffaltung der Gebirge scheint erst im Miocän begonnen zu haben . . . . (weiter S. 254:) . . . Näher können wir uns auf diese Fragen hier nicht einlassen; wer sich mehr dafür interessiert, kann die genaueren wissenschaftlichen Ausführungen in den Materialien finden.“

Aus diesem Satze, der sich nahezu wörtlich mit der Schlußfolgerung des wissenschaftlichen Werkes<sup>2)</sup> deckt, kann man also unmöglich schließen, daß die

---

<sup>1)</sup> Reisen in Celebes. 2 Bände. Wiesbaden 1905.

<sup>2)</sup> Dort heißt es Bd. IV, S. 137: „Mit folgendem sei unsere Anschauung von der tertiären Geschichte der Insel . . . . kurz angedeutet. In der Eocänzeit untiefes Korallenmeer; im Miocän Hebung des Landes durch Emporfaltung der Ketten.“

SARASINS „ihre Falten im zweiten Werke ganz vergessen haben“.

Nun wäre es zwar ein immerhin noch verzeihlicher Irrtum, wenn Herr VON STAFF, ohne das SARASINSche Werk auch nur flüchtig durchzulesen, diese Stelle übersehen hätte, sich damit begnügt hätte, „daß er das Wort Falte im Index nicht gefunden habe“. Aber Herr VON STAFF ist, bevor er seine Auslassungen schrieb, mehrfach durch mich auf jene einzig und allein maßgebende Stelle des SARASINSchen Werkes aufmerksam gemacht worden. Ja noch mehr. Im Verlaufe der ganzen Streitfrage hatten die Herren SARASIN die Freundlichkeit, sich zu ihrer so hart umstrittenen Ansicht selbst zu äußern; sie schrieben im Januar dieses Jahres unter völliger Bestätigung der in ihren beiden Werken niedergelegten Anschauungen über die Insel folgendes:

... daß sie die Insel .... „für ein nach der Eocänzeit entstandenes, d. h. über die Meeresoberfläche getretenes Faltengebirge halten, das während der Miocän- und Pliocänperiode allmählich in zahlreichen Antiklinalen aufgebrochen ist“.

Auch dieser Brief ist Herrn VON STAFF im Original zur Kenntnis gekommen; wenn er also nach alledem es darzustellen versucht, als haben sogar die SARASINS in ihrem zweiten Werke ihre Faltentheorie ganz vergessen, so gibt er damit dem unbefangenen Leser eine Darstellung, die seines eigenen Wissens den Tatsachen nicht entspricht.

Ohne auf die Gründe einzugehen, die Herrn VON STAFF zu einer solchen Darstellung bewogen haben mögen, erscheint es mir gleichwohl nicht angemessen, gegen Angriffe solcher Art weiterhin vorzugehen. Ich begnüge mich daher mit der hier gegebenen einmaligen Darlegung der Streitfrage, und werde mich durch etwa noch folgende VON STAFFsche Auslassungen unter keinen Umständen nochmals zu einer Erwiderung herbeilassen, zumal ich über gewisse prinzipielle Fragen, wer z. B. als der Kenner eines Gebietes zu bezeichnen sei (a. a. O., S. 186), mit Herrn VON STAFF wohl doch niemals einig werden würde.

---



## 29. Die Torfflöze im Schulauer Elbufer bei Hamburg.

Von Herrn WILHELM WOLFF.

Jork (Altes Land), den 12. Juni 1911.

In den steilen Abbrüchen des Diluvialplateaus am rechten Elbufer zwischen Wittenbergen und Schulau unterhalb Hamburg sind drei Torfflöze zu beobachten, von denen bisher nur eins in der Literatur bekannt geworden ist; es ist das schon in der Mitte des vorigen Jahrhunderts entdeckte und neuerdings von SCHRÖDER und STOLLER eingehend beschriebene<sup>1)</sup> sog. „Schulauer Torflager“, welches sich unmittelbar östlich der Ölfabrik befindet. Es liegt dort in flacher Mulde auf einer mächtigen Geschiebemergelbank und ist von steinigem, z. T. etwas lehmigem Sand und über diesem von Dünen sand des Litorinameeres bedeckt. Den steinigen Sand deuten SCHRÖDER und STOLLER als Überrest einer jüngsten, die Gegend meist nur schleierartig dünn bekleidenden Moräne, den Torf als Interglazial und den Geschiebemergel als „unteren“.

Ein zweites Torfflöz ist bereits vor langen Jahren von Herrn CHR. LAAGE in Altona, dem bekannten Sammler des verstorbenen Professors GOTTSCHKE, ungefähr 1100 m weiter westlich und etwa 150 m östlich der Buhne bei der Zucker raffinerie aufgefunden. GOTTSCHKE hat darüber nichts veröffentlicht, soll es aber in Vorträgen erwähnt und dem oben erwähnten bekannten Torfflöz gleichgestellt haben. Dieses zweite Torfflöz geht nicht wie das erste hoch oben im Steilhang zu tage, sondern zieht sich vom Fuße des hier mit Busch bewachsenen Gehänges über den Gezeitenvorstrand in die Elbe hinab, wo sein Ende auch bei niedrigster Ebbe und Ostwind nicht aus dem Wasser hervortritt. Seine Lagerungsverhältnisse sollen im Zusammenhang mit denjenigen des dritten Flözes besprochen werden. Ausgezeichnet ist das zweite Flöz dadurch, daß es von Kalklagen mit Land- und vereinzelt Süßwasserconchylien begleitet wird; es enthält ferner Föhren stämme und -Zapfen, Birken- und Ellernholz und Holzkohle.

---

<sup>1)</sup> H. SCHRÖDER und J. STOLLER: Diluviale marine und Süßwasser schichten bei Ütersen-Schulau. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1906, XXVII, Heft 3.



Das dritte Torfflöz befindet sich etwa 900 m westlich von hier unter der Geschiebemergelwand unmittelbar östlich vom Wirtshaus „zum Parnaß“; es ist das einzige, von dem ich mit vollkommener Gewißheit behaupten kann, daß es diluvialen Alters ist.

Die Steilwand besteht hier aus etwa 7 m mächtig entblößtem, gelbbraunem Geschiebemergel, der an seiner Basis unverwittert graue Färbung annimmt. In ungefähr einem Viertel der Höhe durchziehen ihn unregelmäßige Sandlinsen von  $\frac{1}{2}$ —1 m Mächtigkeit, die teilweise zu kleinen Höhlungen ausgewaschen sind und insgesamt den Anblick einer verschobenen, in Fragmente ausgequetschten Sandschicht darbieten; daß sie in weiterem Zusammenhang stehen, geht auch aus der Erscheinung hervor, daß sie starke Wasseraussickerungen zeigen. Dicht unter dem Fuß der Geschiebemergelwand, an den sich elbwärts der sandige und mit Geröll behäufte Gezeitenstrand anschließt, liegt eine Schicht von rostfarbenem Kies. Im östlichen Teil des Vorstrandes tritt über diesem Kies nahe der Steilwand eine dünne Schicht von festem schwarzen Torf hervor, der Holzstücke und Schilfreste umschließt. Ein Schurf, der 3,5 m vor der Geschiebemergelwand angelegt wurde, zeigte unter der Strandsanddecke zunächst noch 3—5 cm grauen Geschiebemergel, darunter Torf von 5—40 cm Mächtigkeit und an dessen Basis an einer Stelle eine dünne Lage fetten grauen Tones. Darunter lag bis zur Tiefe von 1,40 m eisenschüssiger Diluvialkies und dann eine 30 cm starke Geschiebemergelbank, die von wasserführendem Kies unterteuft wurde. Gegen den Steilhang schnitt das Torfflöz im Kies unter dünner Geschiebemergeldecke steil ab. Die Längserstreckung des Torfes im Vorstrande betrug etwa 30 m; wieviel indessen bereits durch die Fluten der Elbe fortgerissen sein mag, läßt sich nicht beurteilen.

Daß dieses Torfflöz auf ursprünglicher Lagerstätte liegt, kann nicht behauptet werden; daß es aber älter ist als der hangende, von SCHRÖDER und STOLLER auf ihrer Karte als „unterer“ bezeichnete Geschiebemergel, steht fest. Ich halte es für eine Scholle des Torfes, der in weiter Verbreitung im Niveau des sog. „älteren Interglazials“ zwischen GOTTSCHES Moräne I und II<sup>1)</sup> meist als Decke der marinen Schichten auftritt. Schollen des gleichen Torfes sind neuerdings beim Wasserwerk in dem nahen Blankenese (Sülldorfer Weg) er-

---

<sup>1)</sup> C. GOTTSCHÉ: Der Untergrund Hamburgs (Hamburg in naturwissenschaftl. u. medicin. Beziehung, Festschr. 73. Vers. Deutsch. Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1901), S. 3.

bohrt; in seinem ursprünglichen Zusammenhang hat man den Torf (nebst marinem Interglazial) am Flottbecker Elbstrande erbohrt und in den bekannten Tongruben von Glinde bei Ütersen aufgeschlossen. Eine genaue Beschreibung dieses ganzen, nach meiner Ansicht einzigen sicheren Interglazialhorizontes der Gegend zwischen Lauenburg und Ütersen hoffe ich demnächst an anderer Stelle geben zu können.

Östlich des eben beschriebenen Steilhanges beim „Parnaß“ beginnt das neuerdings von Herrn ZEISE wieder erörterte<sup>1)</sup> Geschiebemergelprofil mit eingelagertem Bänderton, das bis zur Schulauer Zuckerraffinerie reicht. Ich vermute, daß die gequetschten Sandlinsen beim Parnaß, die vom Torfflöz 3 noch durch etwas Geschiebemergel getrennt gehalten werden, den Beginn des Sand- und Bändertonhorizontes darstellen, der sich von dort meist in mittlerer Höhe des langen Steilufers bis zur Zuckerraffinerie verfolgen läßt. Über und unter ihm liegt Geschiebemergel. Bei der Zuckerraffinerie senkt sich der Bänderton und gleichzeitig nimmt das Ufer ein wenig an Höhe ab. Unmittelbar östlich der Raffinerie finden wir den Bänderton im Gezeitenstrande; wenn dieser durch die Fluten entsandet ist, kann man die gewundenen feinen Schichtblätter des in sanften Sätteln und Mulden gelagerten Bändertones weithin überblicken. Der liegende Geschiebemergel ist unter Strandhöhe versunken; der hangende hingegen bildet den westlichen Teil des bewachsenen Plateaurandes, auf der Höhe von 1—2 m Flugsand überlagert. Ungefähr 200 m östlich der Raffinerie fällt aber der hangende Geschiebemergel im Steilhang rasch ostwärts ab und der Hang besteht auf kurze Erstreckung vollkommen aus Sand (etwa 6—7 m mächtig). An der Oberfläche des Plateaus ist dort eine kaum merkliche Einsenkung zu beobachten. Genau unter dieser Stelle setzt das Torfflöz 2 an. Es beginnt am Fuß des Abhangs als mooriger Sand und zieht schräg südsüdöstlich als schmale Mulde mit zwei ausgehenden Säumen über den ganzen Gezeitenstrand vom Hochwasser bis zum niedrigsten Ebbeniveau, um im Flusse zu verschwinden. Das Flöz liegt deutlich auf, nicht in dem diluvialen Bänderton. Es besitzt nur etwa 50 cm Mächtigkeit. Der Torf wechsellagert mit dünnen Kalkbänken, die reich sind an *Helix*-Schalen; feuerverkohltes Holz fand sich nahe der Elbe, doch habe ich dort vergebens nach menschlichen Artefakten gesucht.

---

<sup>1)</sup> O. ZEISE: Das Schulauer Profil unweit der Landungsbrücke. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1911, Nr. 5.

Vor zwanzig oder dreißig Jahren, als das Steilufer noch nicht so weit landein gerückt war, hätte sich die Lagerung und das Altersverhältnis des Flözes zu den Diluvialschichten wohl ermitteln lassen. Jetzt ist das nicht mehr mit Sicherheit möglich, weil unglücklicherweise das Flöz genau am Kliffuße als Moorerdeschicht auskeilt. Darüber liegt kein Geschiebelehm, sondern, wie ein Schurfgraben und Bohrungen erwiesen, lediglich Sand. Der Sand ist vollkommen steinfrei bis auf eine kleine Geröllschicht in geringer Höhe über dem Niveau des benachbarten Torfes. Der beiderseits mächtige hangende Geschiebemergel des Bändertons fehlt hier, wie gesagt, völlig. Der Sand stimmt ferner überein mit dem in der Nachbarschaft auf dem Geschiebemergel lagernden Flugsand der Litorinaküste, die lange Zeit kaum zwei Kilometer westlich dieser Stelle bei Schulau-Wedel begann. Man könnte sich also vorstellen, daß zur Litorinazeit oder wahrscheinlicher etwas früher (während der baltischen Ancyclusperiode) hier eine Quellschlucht im Geschiebelehm eingerissen war, die zum Elbtal hinabließ, und in der sich das schmale Torf- und Kalkflöz entwickelte. Später wurde diese Schlucht mit Sand zugefüllt, und durch die Litorinasenkung geriet das Flöz mit seinem südlichsten Teil unter den Elbspiegel. Ähnliche Torflager finden sich mehrfach an den aus älteren Zeiten erhaltenen Teilen der nördlichen Plateauabdachung zur Elbe, z. B. bei Wittenbergen und Blankenese; sie liegen dort bis etwa 6 m unter Wasser. Auch bei Hamburg ziehen sich als Zeugen der Litorinasenkung alte Torflager bis erheblich unter Null herab, und die spätglazialen Terrassen des Alsterflüßchens tauchen, ihr Gefälle regelrecht fortsetzend, unter das Alluvium.

Der Bändertonhorizont verschwindet schon kurz östlich von Flöz 2. Von dort bis zum altbekannten Flöz 1 ist nur Geschiebemergel mit untergeordneten Sandnestern im Steilufer zu beobachten, soweit dieses klar entblößt ist. Der von GOTTSCHKE vermutete Alterszusammenhang der Flöze 2 und 1 erscheint mir durchaus möglich, jedoch unter der Voraussetzung, daß entweder das hochgelegene Flöz 1 nicht inter-, sondern postglazial ist, oder daß ursprünglich über Flöz 2 eine jetzt weggewaschene Moräne gelegen hätte, wofür kein Anhalt ist. Der etwa 3 m mächtige steinige, z. T. lehmig-schlierige Sand über Flöz 1 ist eine durchaus lokale Bildung, die im ganzen westlichen Teil des Schulauer Kliffs fehlt. Ich habe große Bedenken, in ihr die Reste einer jüngsten Moräne zu sehen; rein aus sich selbst beurteilt kann sie sehr wohl Gehängeschutt sein. Torflager von ähnlichen Lagerungsverhältnissen wie das

Schulauer Flöz 1 (und 2) finden sich in der Hamburger Gegend zahlreich (Bahrenfeld, Winterhude, Ohlsdorf, Altrahlstedt, Glinde b. Reinbek—Lauenburger Kuhgrund); sie lassen die Vermutung aufkommen, daß die Postglazialzeit für diese Gegenden in eine sehr alte und eine junge Torfbildungsperiode zu teilen ist, zwischen die sich eine (vielleicht trockenere?) Zeit der Sedimentation und der Gehängeschuttbildung einschaltet.

### 30. Über die Bildung von Windkantern in der Libyschen Wüste.

VON HERRN JOHANNES WALTHER.

(Mit 1 Textfigur.)

Halle a. d. S., den 26. Juni 1911.

Während in der Paläontologie das Prinzip der Priorität bei der Namengebung mit Strenge durchgeführt wird, war man auf dem Gebiet der allgemeinen Geologie in der Anwendung der Termini technici früher vielfach sehr weitherzig. Namen, welche in der Literatur für bestimmte Erscheinungen von dem einen Autor angewandt worden sind, wurden von anderen oftmals in abweichendem Sinne gebraucht oder durch neue Namen ersetzt, und manche Diskussionen über Fragen der allgemeinen Geologie würden wesentlich vereinfacht sein, wenn eine streng durchgeführte Terminologie nach den in den systematischen Wissenschaften geltenden Regeln auch hier Anwendung gefunden hätte.

Dieser Gedanke wird sich jedem aufdrängen, der die umfangreiche Literatur<sup>1)</sup> überschaut, in der von „Geröllen“ und „Geschieben“ die Rede ist.

Das Wasser rollt und das Eis schiebt. In folgerichtiger Anwendung kann man daher alle vom Wasser geformten und

---

<sup>1)</sup> s. besonders die ausgezeichnete Übersicht der älteren Literatur bei F. A. BATHER. Windworn Pebbles in the british isles. Proc. of the Geologists Association, Juni 1900, S. 396 f.

Nach Abschluß meiner Arbeit erhalte ich die ausgezeichnete Studie von H. CLOOS über denselben Gegenstand im N. Jahrb. f. Min. 1911, Beil.-Bd. XXXII, S. 49.

verfrachteten Gesteinsstücke nur als Gerölle, alle vom Eis transportierten Bruchstücke aber als Geschiebe bezeichnen.

Es gibt Fälle, wo Wasser und Eis als Transportkraft sich ablösen: am Schmelzrand des Eises werden Geschiebe gerollt; wenn dagegen das Eis über ein altes Flußbett vorwärts schreitet, schiebt es Gerölle in der Grundmoräne weiter. Wir werden Mißverständnisse ausschließen, wenn wir diejenige Kraft, welche ein Felsstück zuletzt bewegte, der Namengebung zugrunde legen.

Die meisten Felsstücke haben, bevor Wasser und Eis sie abhoben und transportieren, scharfe Ecken und Kanten, die bei der Verwitterung und Zertrümmerung des Muttergesteins entstanden sind. Die an einer solchen Sprungkante aneinanderstoßenden Flächen können auch bei längerem Transport erhalten bleiben<sup>1)</sup> und haben gelegentlich zu der Deutung geführt, daß diese Sprungkanter erst während der Verfrachtung entstanden seien.

Aber es gibt sehr charakteristische Flächen, welche nicht ursprünglich an den Geröllen oder Geschieben vorhanden waren, sondern während des Transportes durch bestimmte Schleifwirkungen kleinerer Gesteinstrümmer an deren Oberfläche entstanden; ihre Bildung ist es, welche so vielfach diskutiert wurde, und die uns auch hier beschäftigen soll.

Die Eigenschaften typischer Wassergerölle sind allbekannt. Dickbankige und massige Gesteine bilden oft eirunde bis kugelförmige Gerölle; dünn-schichtige und schieferige Felsarten neigen zur Bildung von flachen Scheiben mit gerundetem Rand. Befeuchtet, haben viele Wassergerölle deutlichen Glanz, der aber meist beim Trocknen verschwindet. Bei längerem Transport wird die Größe und Häufigkeit der Gerölle eines Wasserlaufes durch ihre Löslichkeit im Wasser sowie die Härteunterschiede der im hydrographischen System anstehenden Gesteine bedingt.

Die vom Eis getragenen Geschiebe zeigen vielfach noch die ursprünglichen Kanten und Flächen der Sprungkanter, wie sie in Schutthalden und Bergstürzen so vorwiegen; bei längerem Transport jedoch werden sie durch das im Eise verteilte feinkörnige Gesteinsmaterial geschliffen und gleichzeitig mit den scharfen Schrammen oder Kritzen versehen, die ein so untrügliches Kennzeichen des Eistransportes sind. Die Schleifung kann bis zu einer Politur führen, die auch getrocknet noch sehr deutlich ist, und in der Regel schmiegen

---

<sup>1)</sup> A. HEIM: Über Kantengeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Vierteljahrsschrift der Zürich. naturf. Gesellschaft 1888.



sich die gekritzten Schlißflächen so eng an die Oberfläche des Geschiebes an, daß sie ganz allmählich in nichtgeschliffene oder nichtgekritzte Flächen übergehen.

Es erregte daher einiges Aufsehen, als man zunächst in den permischen Moränen der Saltrange<sup>1)</sup>, dann aber auch in diluvialen Material Geschiebe entdeckte, an deren gerundeter Oberfläche eine oder mehrere horizontale Flächen oder Facetten angeschliffen waren, welche sehr deutliche glaziale Kritzen zeigen. Man hat sie Facettengeschiebe genannt, und obwohl dieser Name früher auch für sandgeschliffene Gerölle angewandt worden ist, hat er sich in diesem Sinne neuerdings allgemein eingebürgert. KOKEN und NÖTLING<sup>2)</sup> haben gezeigt, daß Facettengeschiebe entstehen, wenn sich der Eisrand über eine vorgelagerte gefrorene Grundmoräne hinwegschiebt, so daß die Grundfläche des Eises auf den im Lehm eingebackenen Geschieben eine geschrammte Schleiffläche erzeugt. Beim Tauen des Geschiebemergels können sich die angeschliffenen Geschiebe bewegen und bei erneutem Frieren mit einer anders orientierten Schlißfläche versehen werden.

Bei der Durchforschung des norddeutschen Diluviums wurden durch BERENDT eigentümliche Geschiebe entdeckt und im Jahre 1885 beschrieben<sup>3)</sup>, welche eine gerundete Basis haben, über der sich eine meist dreikantige Pyramide erhebt. Die ausgesprochenen Kanten derselben führten dazu, daß man sie zunächst als Pyramidalgeschiebe, dann als Dreikanter bezeichnete, und an ihre Entstehung knüpfte sich eine sehr umfangreiche Literatur. Sehr bald erkannte man<sup>4)</sup>, daß diese zunächst vom Eis getragenen und wahrscheinlich auch bearbeiteten Geschiebe nachträglich vom Sandwind geschliffen worden sind; und seitdem solche Schleifwirkungen in der Wüste entdeckt wurden<sup>5)</sup>, hat man wohl nicht mehr ernsthaft bezweifeln können, daß ihre charakteristische Oberflächen-skulptur nicht unter Wasser und nicht unter Eisbedeckung, sondern nur auf trockenem Lande durch sandbeladene Luftströmungen entstanden ist.

Nach den eingangs skizzierten Grundsätzen können wir sie weder als Gerölle noch als Geschiebe bezeichnen, denn

---

<sup>1)</sup> WYNNE: Geol. Magaz. 1886, S. 492.

<sup>2)</sup> KOKEN und NÖTLING: N. Jahrb. Min. 1895, S. 61.

<sup>3)</sup> BERENDT: Geschiebedreikanter oder Pyramidalgeschiebe. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1885, S. 201.

<sup>4)</sup> MICKWITZ: N. Jahrb. Min. 1885, II, S. 177.

<sup>5)</sup> WALTHER: Sitzungsberichte der Kgl. Sächs. Ges. der Wissenschaften, Leipzig 1887, S. 133.



die letzte an ihnen wirksame und erkennbare Kraft war der trockne Wind. Der oft gebrauchte Ausdruck Windkanter scheint mir daher ihr Wesen am besten zu bezeichnen. Flußgerölle, welche später vom Winde geschliffen wurden, könnte man „Kantengerölle“, erratische Stücke mit winderzeugten Flächen als „Kantengeschiebe“ bezeichnen. Aber wenn es sich um interglaziale Gebilde handelt, an deren Oberflächenskulptur nacheinander Eis, Wasser und Wind tätig waren, wird eine Namengebung, die auf die vorhergehende Transportkraft Bezug nimmt, doch recht schwierig.

Im vergangenen Frühjahr unternahm ich eine längere Reise nach Ägypten, Nubien und dem Sudan, um die neue Auflage meines Buches „Das Gesetz der Wüstenbildung“ in der Wüste zu bearbeiten. Fast alle Erscheinungen der Wüste konnte ich an geeigneten Stellen einer Nachprüfung unterziehen, und auch die Frage nach der Bildung von Windkantern hat mich auf meiner Reise viel beschäftigt. Auf zahlreichen Exkursionen habe ich Windkanter gefunden und auch unter sehr verschiedenartigen Bedingungen untersuchen können. Aber besonders lehrreich war mir in dieser Hinsicht ein Kamelritt nach dem durch SCHWEINFURTHS Profil<sup>1)</sup> klassisch gewordenen Riesenzeugen Om-el-Geneiem, der sich fast 300 m hoch aus der Oase Khargeh erhebt und mit seiner Oberkante eine Fortsetzung des Libyschen Kalkplateaus bildet.

Während frühere Besucher der Großen Oase in vier mühseligen Tagereisen auf dem Kamelrücken die Hochfläche überschreiten mußten, führt uns jetzt die schmalspurige Oasenbahn in einem Tag über die aus untereocänem Kieselkalk gebildete Hochebene, und der Zug fährt langsam genug und hält oft genug, um die Oberflächenerscheinungen dieser völlig wasser- und vegetationslosen Wüste zu studieren.

Von den dort gemachten Beobachtungen interessiert uns im Zusammenhang mit unserem Thema zunächst die Tatsache, daß überall da, wo in dem von kleinen Verwerfungen und Faltungen durchzogenen und in nacheocäner Zeit zu einer Fastebene umgeformten Plateau eine bestimmte blaßviolette, überaus harte Kalkbank die Oberfläche bildet, diese von bis metertiefen, durchschnittlich NNW—SSO gerichtete Furchen zerschnitten ist, welche nur in jahrtausendlanger Arbeit durch sandbeladene Winde entstehen konnten. Die Fläche ist nun heute keineswegs überall mit Sand bedeckt; die Bahnlinie kreuzt nur einen ganz charakteristischen Zug von orangegelben

<sup>1)</sup> ZITTEL: Palaeontographica, Bd. XXX, S. 71.

Bogendünen. Die riesigen Barchane zeigen durch ihre Form, daß sie unter dem Einfluß desselben NNW-Windes gebildet wurden und wandern.

Weiter westlich treten mehrere ähnliche Barchanreihen bis an den nördlichen Steilrand der Oase, gleiten wie riesige Schlangen in schmalen Engpässen 300 m tief hinab<sup>1)</sup> und ziehen dann über den weiten Oasenboden, abermals in Barchanreihen geordnet, weiter nach SSO.

So bestätigten die Bogendünen die Erfahrungen der Meteorologen, wonach im Oasengebiet wesentlich Nordwinde herrschen, und die tiefen, durch den Sandwind gegrabenen Furchen des Libyschen Plateaus beweisen, daß diese Windrichtung seit langem die herrschende ist.

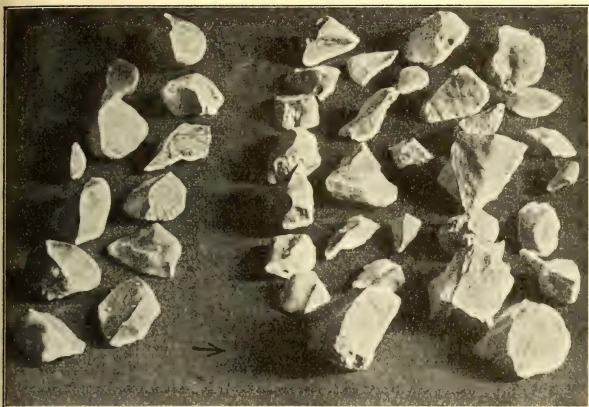
Am Westfuß der hohen, mauerähnlich emporsteigenden Steilwand des Om-el-Geneiem kreuzte ich eine wie dieser N—S gerichtete Talfurche mit steilen, etwa 5 m hohen Wänden, die auf einem flachen Schuttkegel mündete. Hier kamen alle Bedingungen zusammen, um nur N—S gerichtete Luftströmungen zu ermöglichen und alle andren Windrichtungen auszuschließen. Der Bogen der nächsten Barchans erschien etwa 1 km im N; aber grober und feinerer Quarzsand lag in kleinen Sandwehen überall herum, sei es als letzte Reste einer nach S weiter gewanderten Bogendüne oder als Vorboten des von N heranschreitenden Sandes.

Der Kalkschutt, den das Tälchen angeschnitten hatte, war augenscheinlich durch einen Gewitterregen zusammengetragen und bestand aus einem Gemisch der senonen und untertertiären Kalke, welche die östliche Wand der Oase zusammensetzten.

Zahlreiche Gerölle bestanden aus Operkulinenkalken und waren ganz durchsetzt mit den kleinen, zierlichen Foraminiferenschalen. Etwas härter als der umgebende Kalk, hatten sie dem Sandwind größeren Widerstand geboten, und nun saßen die zierlichen Hörnchen jedesmal auf der Spitze einer kleinen Kalkpyramide, oft aber auf Kalknadeln, die bis 2 cm lang die korrodierte Oberfläche des Gerölls überragten (s. die Oberfläche des in der unteren Bildhälfte rechts unten stehenden Stückes). Viele Stücke erinnerten an ein Nadelkissen oder an ein Modell der Erdpyramiden von Bozen, und wenn auch die allerschönsten und feinsten Kalknadeln trotz aller Sorgfalt beim Verpacken während des dreistündigen Kameltrabs auf dem Heimweg abbrachen, so habe ich doch eine ganze Anzahl

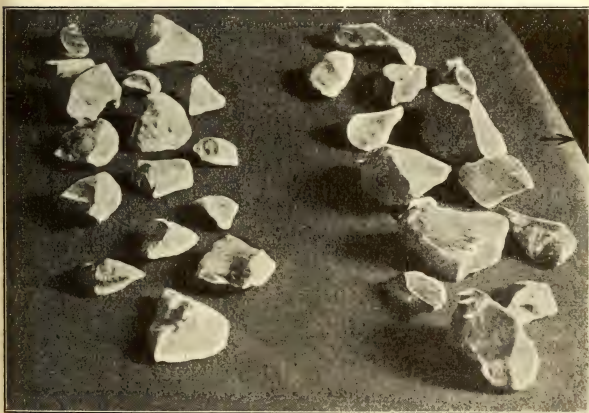
---

<sup>1)</sup> BEADNELL: An egyptian Oasis. London 1909, S. 201.



1. Einkanter.

2. Unregelmäßige Windkanter.



3. Dreikanter.

4. Parallelkanter.

Windkanter aus der Lybischen Wüste,  
bearbeitet von einer einzigen (→) Windrichtung aus.  
28\*

dieser reizenden und eleganten Gebilde mit nach Hause gebracht.

Alle diese von Operkulinen gekrönten Kalknadeln sind parallel gegen den nördlichen Eingang des Tales gerichtet, und unter den umherliegenden Stücken zeigten nur ganz vereinzelte zwei Nadelgenerationen, die augenscheinlich dadurch entstanden waren, daß ein vom Wind unterblasenes Geröll am Abhang herabgeglitten war und in neuer Orientierung vom Sandwind abermals bearbeitet wurde.

Zwischen den fossilreichen Kalkgeröllen lagen nun zahlreiche andere Kalkgerölle herum, welche keine härteren Fossilien enthielten und alle Übergänge von eckigen Sprungkantern zu runden Geröllen zeigten.

Auch sie waren, sobald sie aus dem umhüllenden Kalkstaub freigeblasen worden waren, den Angriffen des Nordwindes ausgesetzt worden. Sie zeigten meist eckige und rundliche Umrisse, aber zwischen diesen waren Dreikanter, Einkanter und Vielkanter verteilt. Daß hier kein anderer Wind seit langem wirksam war, geht, selbst wenn wir die oben angeführten Gründe außer acht lassen, unzweideutig aus der Orientierung der Operkulina-Nadeln hervor.

So war also hier die Entstehung von genau orientierten Windkantern in „Reinkultur“ gegeben, und ich benutzte die seltene Gelegenheit, um trotz der glühenden, von den weißen Kalken zurückgeworfenen Sonnenstrahlen alle Gerölle zu sammeln, welche deutliche Kanten zeigten. Jedes Geröll wurde vor dem Aufheben in der Richtung der Talfurche durch einen mit Bleistift gezeichneten Pfeil markiert, und die umstehende Tafel gibt die gesammelten Stücke in paralleler Orientierung wieder.

Im oberen Teil des Bildes (1) sieht man eine Anzahl einst vom Wasser gerundeter Gerölle, an denen der Sandwind nur je eine neue Fläche angeschliffen hat. Die dadurch entstehende Kante streicht ausnahmslos senkrecht zur Windrichtung, und die Schlifffläche fällt nach Norden.

Da die Vielkanter von Einkantern abgeleitet werden müssen, ergibt sich, daß auch bei jenen die Kante nicht der Windrichtung entspricht.

Eine zweite Gruppe von Windkantern oben rechts wird durch nicht völlig gerundete, sondern unregelmäßig gestaltete Kalkstücke gebildet, auf deren Oberfläche die charakteristische Politur des windgetriebenen Staubes und Sandes erscheint. In mehreren Fällen sind Sprungkanter zu Windkantern geworden, d. h. die ursprünglichen Umrisse des zerbrochenen Kalkes sind vom Sandwind nur überarbeitet worden.

Eine dritte Gruppe unten links zeigt eine Anzahl zwischen den anderen Geröllen gefundener Dreikanter. Ein Blick auf die Tafel zeigt, daß ihre Kanten nichts mit der Windrichtung zu tun haben.

Endlich habe ich eine vierte Gruppe von Windkantern unten rechts zusammengestellt, an denen zwei oder drei annähernd parallele Kanten eine entsprechende Anzahl von Flächen trennen, die einander schneiden. Auch hier schien der Nordwind bei neuer, aber paralleler Orientierung durch eine Bewegung des mit einer Fläche versehenen Gerölls eine zweite oder dritte Fläche erzeugt zu haben (Parallelkanter). Nur ein einziges, aber dadurch besonders interessantes Geröll (von oben in der dritten Reihe links) zeigt zwei in der Windrichtung streichende Schlißflächen, die eine entsprechend orientierte Kante trennt.

Bei den Windkantern, die ich bei meinen anderen Exkursionen, so z. B. in der Umgebung von Theben beiderseits des Niltals und besonders im Kreidegebiet von Abu Roasch untersuchte, und wo die Drei- und Vierkanter überwogen, herrschten wesentlich andere Bildungsbedingungen. Es handelte sich hier um alte Uadischorter, die, in weiten Flächen ausgebreitet, von allen Seiten dem Winde zugänglich waren. Nirgends war aus der Orientierung von Sanddünen, Schlißen auf Schichtenköpfen oder herausgeblasenen Fossilien eine konstante Windrichtung zu erschließen. Mitten zwischen anderen verstreuten Sprungkantern und Geröllen lagen die Vielkanter regellos verteilt und das nach allen Seiten offene Gelände war dem wechselnden Spiel des Windes ausgesetzt.

Wie ich schon früher beschrieben habe und auf meiner letzten Reise bei heftigem Sandsturm wiederholt nachprüfen konnte, zeigt uns die Beobachtung einer wandernden Sandwolke leicht, weshalb der über den Boden gleitende Sand vereinzelte Gerölle von mehreren Seiten mit Facetten versieht. Denn wie hundert kleine Schlangen sucht sich der Sand seinen Weg durch die am Boden verstreuten Gesteine. Hier teilen sich die Sandgerinne, dort vereinigen sie sich wieder, und die vielen Hindernisse bewirken es, daß nur an bestimmten Stellen freie Bahn entsteht für die einseitige, flächenbildende Kraft des Sandgebläses.

So erscheint uns der Einkanter mit seiner nach der Windherkunft fallenden Schlißfläche als der normale Fall, dagegen der Vielkanter als ein kompliziertes Gebilde, entstanden durch die Gestaltung des geröllüberstreuten Bodens auf einer Fläche, die von wechselnden Winden bestrichen wurde.

---



## 31. Über Zittavit, ein epigenetisches, dopplerit- ähnliches Braunkohlengestein.

(Vorläufiger Bericht.)

Von Herrn FR. GLÖCKNER.

Berlin, den 26. Juni 1911.

Die miocänen, ihrer Genesis nach primär-allochthonen Braunkohlenlagerstätten von Zittau (Sa.) bergen auf den Spalten und Rissen der in der Längsrichtung geborstenen Lignite dünne Schichten eines tiefschwarzen, glänzenden und muschelig brechenden Kaustobiolithes, der von SIEGERT und HERRMANN in den Erläuterungen zu den Zittauer Blättern der sächsischen geologischen Karten als Pech- oder Glanzkohle bezeichnet worden ist. Da die genannten Autoren auf die Natur dieses Gesteins nicht näher eingehen, erschien es nicht müßig, in eine eingehende Untersuchung über dasselbe einzutreten.

Die Prüfung des fraglichen Kohlengesteines auf seine chemischen Eigenschaften ergab eine große Ähnlichkeit mit den von FRÜH und POTONIÉ aus rezenten Mooren beschriebenen Doppleritbildungen.

Einerseits nun versteht man unter Pechkohlen ganz allgemein Kohlen (sowohl Stein- als Braunkohlen) mit auffällig muscheligem Bruch und pechähnlichem Glanz, ohne Rücksicht auf Genesis, geologische Position und chemische Zusammensetzung, unter Glanzkohlen z. T. dasselbe wie unter Pechkohlen, im besonderen aber anthrazitische Steinkohlen und durch Kontaktmetamorphose rein kaustischer Natur aus Braunkohlen erzeugte natürliche Coke. Andererseits sind sowohl das geologische Auftreten unseres Biolithes im Flözverbande wie auch seine mineralogische Beschaffenheit in vielen Punkten andere als bei den rezenten Doppleritbildungen.

Die Namen Pechkohle und Glanzkohle kommen mithin einer größeren Anzahl physikalisch, chemisch und genetisch durchaus verschiedener Kohlengesteine zu und sind deshalb nicht geeignet zur Bezeichnung eines geologisch und mineralogisch eng umgrenzten Gesteinsbegriffes. Über den Begriff Dopplerit herrscht ebensowenig Einheitlichkeit; POTONIÉ bezeichnet mit diesem Namen in der Reife am weitesten gediehene Torfe. KLOCKMANN rechnet sie den Asphalten zu; Übereinstimmung herrscht nur in der Angabe, daß Dopplerite



Bildungen rezenter Torfmoore sind. Diese Verschiedenheit in den Auffassungen über die Bedeutung des Begriffes Dopplerit, wie auch die Abweichungen geologischer und mineralogischer Natur, die unser Gestein selbst von den ihm am nächsten stehenden Doppleriten POTONIÉS aufweist, lassen es geraten erscheinen, einen besonderen Namen speziell für diese tertiären doppleritähnlichen Bildungen einzuführen. Ich erlaube mir, für dieses Gestein nach dem Orte seines hauptsächlichlichen Vorkommens den Namen Zittavit vorzuschlagen. Über sein Vorkommen sowie über seine physikalische und chemische Natur werde ich in einer demnächst erscheinenden Abhandlung: „Zur Genesis der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz“ ausführlich berichten.

Zittavit ist ein tiefschwarzes, pechglänzendes Kohlegestein von muscheligem Bruch. Durch seine große Sprödigkeit und die Härte 2,5 unterscheidet es sich schon äußerlich von rezenten Doppleriten. Das spezifische Gewicht beträgt im Mittel 1,33. Die Elementaranalyse der bei 105° getrockneten Substanz ergab:

61,89	Proz. C
5,52	- H
30,43	- O
0,21	- N
1,95	- Asche.

Seine Entstehung verdankt der Zittavit wohl den Humuslösungen, die auf den Braunkohlenlagerstätten bei der Umwandlung der angeschwemmten Hölzer in Lignite und teilweise erdige Braunkohle entstanden und zirkulierten und sich auf den durch die Austrocknung in den Ligniten erzeugten Rissen absetzten. Die von mehreren Autoren für die Bildung rezenter Dopplerite angenommene Mitwirkung von Kalklösungen, also die Bezeichnung der Dopplerite als Kalkhumate, halte ich bei dem Zittavit wegen des geringen Gehaltes an CaO (bei 105° getrocknete Substanz zeigt nur 0,47 Proz. CaO) für ausgeschlossen. Ob schweflige Säure, die auf Braunkohlenlagerstätten sich so häufig bildet, eine Ausfällung verursacht hat, möchte ich vorläufig nicht entscheiden.

## 32. Seltene Silikate in der Veta madre von Guanajuato, Mexiko.

Von Herrn E. WITTICH.

Mexiko, den 1. Dezember 1909.

In der Veta madre, dem silberreichsten Distrikte des Minengebietes von Guanajuato, fanden sich neben den gewöhnlichen Mineralien der Gangart wie Quarz und Kalkspat, sowie den Silbererzen noch 3 verschiedene Silikate als große Seltenheiten; es sind dies Valencianit (eine Orthoklasvarietät), Beryll und Datolith.

Derjenige Teil der Veta madre, in dem letztere Mineralien vorkamen, liegt direkt nördlich von der Stadt Guanajuato und erstreckt sich von der berühmten Mine Valenciana im Westen bis zur Mine Sirena im Osten. Die erzeiche Ader, die sogenannte Veta madre, bildet eine Gangbreccie, die eine Dislokation zwischen dem roten Konglomerate und den schwarzen Schiefern von Guanajuato ausfüllt. Das geologische Alter der beiden Formationen ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen, da Fossilien fehlen. Vermutlich ist das rote Konglomerat von Guanajuato junges Tertiär, und die Schiefer sind wahrscheinlich identisch mit den triadischen Schiefern von Zacatecas. Die Veta madre wäre demnach gleichfalls in das obere Tertiär zu setzen. Ihre Mächtigkeit beträgt an der Oberfläche auf der oben erwähnten Strecke mehrere Meter; in den tieferen Bauen schwillt die Breite an bis auf 20 m, wobei jedoch mehrfach breite Zwischenmittel sich einstellen. —

In dem Abbaugebiete der Mine Valenciana traf man schon zu HUMBOLDTs Zeiten den erwähnten Valencianit; leider wurde jedoch niemals genau die Tiefe und Lage des Vorkommens festgestellt. Der Tiro general (Hauptschacht) sowie der Tiro Esperanza waren die beiden einzigen Stellen, an denen der Valencianit gefördert wurde. Er findet sich in der Gangbreccie stets aufgewachsen auf Quarz, auf der freien Seite stets in Krystallen. Das Material der Breccie sind Bruchstücke der erwähnten Schiefer, die mit Quarz, seltener mit Kalkspat verkittet sind. Seinerseits wird der Valencianit wieder bedeckt von kleinen Quarzkrystallen, Dolomiten, selten Siderit und in einem Falle von Beryll.

Die chemischen und mineralogischen Eigenschaften des Valencianites sind die des Adulars. Eine Analyse des Valencianites nach DANA ergab:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	66,82 Proz.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,58 -
K <sub>2</sub> O . . . . .	14,80 -
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,09 -
	<hr/>
	99,29 Proz.

also ein fast ganz reines Kalium-Tonerde-Silicat. Die Krystalltracht ist freilich von der des Adulars recht abweichend. Durch das Vorherrschen der Flächen T und x sowie das Zurücktreten der Flächen P bekommen die Krystalle eine eigentümliche keilförmige Gestalt; durch alternierende Zwillingsbildung sind die Kanten oft gebrochen, so daß der Habitus auffallend triklin wird. Die krystallographischen Verhältnisse des Valencianites sind folgende:

$$P-M = 87^{\circ}; \quad M-T = 57^{\circ} 30'; \quad P-T = 67^{\circ}.$$

Die größten Krystalle erreichen ca. 8 cm Länge. Die Dichte des Minerals ist 2,52.

Den Bergleuten in Guanajuato war der Valencianit längst bekannt. Der Verwalter der Mine Valenciana, CASIMIR CHOVEL, soll ihn entdeckt haben; unter dem Namen Cuarzo rhomboïdal ging er bei den mexikanischen Mineralogen; HUMBOLDT erkannte ihn als Orthoklasvarietät. Zu Ehren seines Entdeckers wurde er früher Chovélia genannt; später bürgerte sich allgemein die neuere Bezeichnung Valencianit ein.

Vor wenigen Jahren entdeckte Herr L. LAUX in Guanajuato, der Besitzer der besten Privatsammlung von Mineralien des Guanajuatodistriktes, eine neue Fundstelle von Valencianit und zwar am Ostabhang des Cerro Sirena. Dieser Berg, La Sirena, ist die steile Höhe, die unmittelbar nördlich der Stadt Guanajuato aufsteigt; am Nordabhang desselben streicht die erwähnte Veta madre entlang, um sich am Ostabhang des Berges mit einer Querader zu scharen. Die Kreuzungsstelle der beiden Gänge liegt in Andesittuffen, die die obere Partie des Cerros „La Sirena“ zusammensetzen. Die Tuffe in der Nähe des Schnittpunktes sind von zahlreichen kleinen Quarzadern durchsetzt, die kaum 3—4 cm Dicke erreichen. Auf diesen Quarztrümchen sitzen die Valencianite in Krystallen bis zu  $\frac{1}{2}$  cm Größe. Ihr Krystallhabitus ist identisch mit dem der vorher erwähnten Valencianite; nur sind sie meist anfangs etwas rötlich gefärbt; am Licht verliert sich

jedoch allmählich die rote Färbung, und es bleibt nur ein schwacher gelblichbrauner Ton zurück.

Nach Mitteilung des Herrn Ingen. P. AGUILAR zu Guanajuato fand sich Valencianit auch einmal in der Mine Caliche bei Cata, gleichfalls in der Veta madre. Die Krystalle sind gleich denen der beiden anderen Vorkommen; sie waren wie diejenigen von Sirena anfangs auch rötlich und bleichten langsam aus bis auf einen schwach bräunlichen Farbenton.

Beryll. Mit dem Valencianit vergesellschaftet fand ich Beryll, ein für die Sierra von Guanajuato neues Mineral. Er kommt in den Gangquarzen sowohl wie im und auf dem Valencianit selbst vor, aber nur im Tiro general der Mine Valenciana. In den Quarzen bildet er stenglige Krystallaggregate von mehreren Zentimetern Länge und hellgelbgrüner Farbe. Auf den Valencianiten kommt der Beryll vor in kleinen, hellbraunen Kryställchen  $0P$ ,  $\infty P$ . Bis jetzt habe ich nur wenige Stufen mit Beryll auffinden können; die Unscheinbarkeit des Minerals läßt ihn aber leicht übersehen. Bisher war Beryll aus der Republik Mexiko nur von der Sierra Gorda (Staat Gto.) bekannt und zwar die Varietät Smaragd; ferner von Tejupilco im Staate Mexiko<sup>1)</sup>.

Datolith. Das letzte der drei Silikate in der Veta madre ist der Datolith,  $Ca(BO)AlSiO_4$ , der als große Seltenheit der in Mine Caliche entdeckt wurde, meines Wissens nur in wenigen Exemplaren. Die Krystalle sind aufgewachsen auf Kalkspate (5/4R) und Quarze. Sie erreichen über  $\frac{1}{2}$  cm Länge und sind sehr flächenreich; doch ist ihre Krystalltracht etwas von der gewöhnlichen abweichend. Die Orthodomen 102 und Klinodomen 013; 012 bestimmen den Habitus; bisher wurden beobachtet die Flächen 100; 010; 320; 110; 120; 130; 102; 502; 013; 012; 011; 111; 115; 114; 113; 112; 111 (nach Messungen von FARRINGTON und P. WAITZ).

Zu berichtigen ist jedoch die Angabe FARRINGTONS bezüglich des Fundortes; er gibt a. a. O. als Fundstelle an „Mine San Carlos“; die Datolithe kamen jedoch von „Mine Caliche“, zwischen Cata und Valenciana.

Die Mine San Carlos lieferte seinerzeit Aguilarite, aber keinen Datolith. Die Belegstücke für das von mir erwähnte Vorkommen von Datolith liegen in der Sammlung des geologischen Instituts zu Mexiko, des Colegios zu Guanajuato und in der Sammlung des Herrn L. LAUX. —

<sup>1)</sup> J. G. AGUILERA: Catalogos sistem. y geogr. d. l. mineral. Bol. Inst. geol. Mex., XI, 1898.

Fragen wir uns nun, wie sind diese drei so verschiedenen Silikate in einer echten epigenetischen Lagerstätte, wie die Veta madre es ist, entstanden. Daß die Veta bzw. deren Quarze und Kalkspate sich aus heißen Lösungen bildeten, ist kein Zweifel; das gleiche gilt auch für die eingeschlossenen Erze. Für die erwähnten Silikate muß natürlich dieselbe Entstehung angenommen werden, möglicherweise unter Mitwirkung von Mineralisatoren und besonderen physikalischen Bedingungen. Hierfür sprechen die Beobachtungen an den natürlichen Funden sowie die Erfahrungen bei der künstlichen Herstellung der drei genannten Silikate.

Am einfachsten liegen die Verhältnisse bei dem Datolith. Er tritt häufig auf in Eruptivgesteinen mit Zeolithen zusammen, aber auch in Eisenerzgängen usw. GRODDECK<sup>1)</sup> hat die Lagerstätten desselben zusammengestellt und führt darunter an: die Silbererzgänge von St. Andreasberg im Harz, Eisenerzlager bei Arendal u. a. m.

Das Verhalten des Datolithes ähnelt sehr dem der Zeolithe, mit denen er chemisch verwandt ist, wie aus seiner Analyse hervorgeht:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	37,54
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	21,83
CaO . . . . .	35,00
H <sub>2</sub> O . . . . .	5,63

Die Komponenten des Datholites, Wasser, Kieselsäure und Kalk, sind allgemein verbreitet; eine Verbindung derselben mit der chemisch so aktiven Borsäure ist außerordentlich leicht möglich. Es bedarf durchaus nicht einer übermäßig hohen Temperatur für die Reaktionen bzw. die Vereinigung dieser einzelnen Bestandteile zu Datolith.

Hierfür spricht auch die Beobachtung DAUBRÉES in den Thermalbädern von Plombières, wo sich in modernen Ablagerungen u. a. auch Datolith gebildet hatte. Die Mineralwasser daselbst hatten nicht mehr als 50° C. Angewendet auf das Vorkommen in der Veta madre, wäre anzunehmen, daß Lösungen mit B(OH)<sub>3</sub> durchaus nicht überhitzt sein mußten, um Datolithe zu bilden.

Die Anwesenheit der Borsäure gibt auch einen Anhaltspunkt für die Erklärung der beiden anderen Silikate, des Berylls und des Valencianites.

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1887, S. 253.

Beryll hat theoretisch die Zusammensetzung:  $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$ , prozentisch  $\text{SiO}_2 = 66,84$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,05$ ,  $\text{BeO} = 14,11$ . Aus diesen Komponenten hat TRAUBE<sup>1)</sup> ihn auch künstlich dargestellt, und zwar in folgender Weise: Frisch gefälltes  $\text{BeAl}(\text{SiO})$  wurde mit wasserfreier Borsäure längere Zeit auf  $1700^\circ$  erhitzt; es resultierten kleine Beryllkrystalle in hexagonalen Formen.

Die Krystallisation ging also bei Anwesenheit des Mineralisators Borsäure und beträchtlicher Temperatur vor sich. In der Natur könnte sich der Prozeß unter Einfluß höheren Druckes schon bei niederer Temperatur abspielen, zumal ferner noch weitere Reagenzien wie Fluor usw. mitwirken konnten. Für eine niedere Bildungstemperatur als  $1700^\circ$  spricht der Umstand, daß die Beryllkrystalle mit Dolomiten auf Valencianit vorkamen.

Da der letztere in enger Verbindung mit dem Beryll sich findet, so muß für ihn auch dieselbe Art der Entstehung angenommen werden. Künstlich wurden Orthoklase bisher nur auf flüssigem Wege gewonnen; es schienen aus Schmelzflüssen bisher nur Plagioklase auskrystallisiert zu sein. Aus Lösungen bzw. unter Mitwirkung von vielem Wasser erhielten FRIEDEL und SARASIN Krystalle von künstlichem Orthoklas, und zwar in der Adularvarietät unter folgenden Umständen: Eine Mischung von Ätzkali, Aluminiumsilikat und Wasser wurde im geschlossenen Rohr bis zur Rotglühhitze erhitzt; nach längerer Dauer des Prozesses bildeten sich deutliche Adularkryställchen<sup>2)</sup>.

Die chemische Analyse dieser künstlichen Adulare ergab:  
 $\text{SiO}_2 = 70,02$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,59$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 14,38$ .

Der natürliche Valencianit:

$\text{SiO}_2 = 66,82$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,58$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 14,80$ ,  $\text{FeO} = 0,09$ .

Adularkristalle von der Insel Elba:

$\text{SiO}_2 = 63,80$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,00$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 13,80$ .

Der natürliche Valencianit kommt also dem künstlichen Adular am nächsten.

---

<sup>1)</sup> N. Jahrb. Min. 1894, I, 275.

<sup>2)</sup> FRIEDEL und SARASIN: Sur la production artificielle d'une matière feldspatique. Bull. Soc. min. France 1879, II, 158; 1881, IV, 171; 1890, XIII, 129.



KÖNIGSBERGER und MÜLLER<sup>1)</sup> kamen bei ihren Untersuchungen zu dem Schluß: „Feldspate können sich nur bei Anwesenheit von  $\text{CO}_2$  und einer Temperatur über  $320^\circ$  als Produkte der Bodenkörperreaktion auskrystallisieren.“

Als untere Grenze für die Bildungstemperatur des Valencianits wäre also  $320^\circ$  anzunehmen; die Anwesenheit von Kohlensäure bei der Bildung des Valencianites beweisen die kleinen Dolomitrystalle, die mit demselben auftreten. Ebenso müssen mineralisierende Agenzien mitgewirkt haben, wofür das Vorkommen des Borsilikates — Datolith — spricht. Möglicherweise war auch Fluor bei den Reaktionen zugegen, das auch in dem in Rede stehenden Teile der Veta madre mehrfach als Fluorit vorkommt.

Für die Beurteilung, welche Rolle der Druck spielte bei der Bildung jener Silikate, fehlen bis jetzt experimentelle Untersuchungen; immerhin kann der Druck nicht unbeträchtlich gewesen sein, da sich sonst keine einfachen Carbonate wie Kalkspat und Dolomit gebildet hätten.

### 33. Über das Vorkommen von Raspit in Nord-Amerika.

Von Herrn E. WITTICH.

Mexiko, den 15. Dezember 1909.

Raspit, die monokline Form des wolframsauren Bleies,  $\text{PbWO}_4$ , wurde in den siebziger Jahren entdeckt in Broken Hill in Neusüdwaes und 1903 von E. HUSSAK<sup>2)</sup> in Minas Geraes, Brasilien gefunden. Bis heute blieb das seltene Mineral auf diese zwei Fundorte beschränkt. Jetzt ist es mir gelungen, ein neues Vorkommen von Raspit zu entdecken, und zwar in der Sierra von Guanajuato, dem berühmten Silberdistrikt von Mexiko.

---

<sup>1)</sup> J. KÖNIGSBERGER und W. MÜLLER: Versuch über Bildung von Quarz und Silikaten. Zentralbl. f. Min. 1906, Nr. 11, 12.

<sup>2)</sup> E. HUSSAK, Sao Paulo: Über Raspit von Sumidouro, Minas Geraes, Brasilien. Centralbl. Min. 1903, S. 723. — C. HLAWATSCH: Der Raspit von Sumidoura, Minas Geraes, Brasilien. Centralbl. Min. 1904, S. 422.

Am Cerro de Estaño, etwa 13 km östlich der Stadt Guanajuato, liegt eine seit einem Jahre verlassene Zinnmine, in deren Halden sich zuerst das neue Mineral fand. Der Zinngang, bei dessen Ausbeutung der Raspit auch gefördert wurde, tritt in den Rhyolithen auf, ist etwa 40 cm breit; sein Hauptmineral ist Roteisen und Zinnstein, beide in derbem Zustand, mit reichlichem Quarz bzw. Chalcedon als Gangart. Die Salbänder sind etwas zersetzt, und in ihnen kommt der Raspit vor; genau wie in Broken Hill, teils in Krystallen, teils als erdige Masse, aber immer in ziemlich geringer Quantität.

Die Kryställchen sind sehr kleine Blättchen, oft in kleine, blättrige Gruppen vereinigt, von braun-gelblicher Farbe und starkem Diamantglanz. Die Krystallform konnte man an den kleinen Blättchen nicht bestimmen; dagegen zeigt sich bei gekreuzten Nicols deutlich die schiefe Auslöschung; ein Zeichen, daß hier in diesem Mineral nicht die tetragonale Form, der Stolzit vorliegt.

Die erdige, pulverige Masse, die gleichfalls sich als  $\text{Pb WO}_4$  erwies, hat kräftige, eigelbe Farbe, die oft als dünner Beschlag die Partien der Salbänder überzieht. Ihr krystallographisches Verhalten konnte natürlich nicht ermittelt werden, es mag daher dahingestellt bleiben, welche der beiden Modifikationen des Bleiwolframiats darin vorliegt.

Chemisch lassen die Kryställchen sowohl wie das erdige Mineral die Elemente des  $\text{Pb WO}_4$  erkennen. Mit  $\text{HCl}$  geben dieselben eine gelbe Lösung, die mit Zink sich blau färbt; mit  $\text{H}_2\text{S}$  läßt sich  $\text{PbS}$  ausfällen. Eine quantitative Analyse konnte bei dem geringen Material nicht ausgeführt werden. Der Raspit von Broken Hill ergab  $\text{WO}_3 = 49,06$  Proz.;  $\text{Pb O} = 48,32$  Proz.;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,43$  Proz. und Spuren von  $\text{Mn O}$ .

Nach HLAUWATSCH<sup>1)</sup> zeigten die Krystalle von Broken Hill eine Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid und eine Härte von 2,5.

Das Vorkommen von Wolframerzen in Zinnerzgängen ist von vielen Stellen bekannt; allerdings nur von den Zinnsteingängen in Graniten usw. bzw. den entsprechenden Intrusivgängen. Hier in Mexiko tritt Zinnerz auf in den jüngeren sauren Eruptivgesteinen, wie in den Rhyolithen, zusammen mit

<sup>1)</sup> C. HLAUWATSCH: Über Stolzit und ein neues Mineral Raspit von Broken Hill. Ann. d. Wiener Hofmuseums, Wien 1877, 33. — C. HLAUWATSCH: Zeitschr. f. Krystallogr. 29, S. 130; 30, S. 38.

syngenetischen Wolframiaten. Nach AGUILERA<sup>1)</sup> fand sich so mit Zinnerz zusammen: Wolframit im Staat Durango; weitere Wolframminerale aus Mexiko sind nur noch Scheelit und Cuproscheelit aus Baja California.

Das Bleiwolframiat Raspit war bisher im Norden des Kontinents noch nicht gefunden worden.

### 34. Zur Frage der Ausdehnung des Magmas beim langsamen Erstarren.

Eine Erwiderung an Herrn v. WOLFF.

Von Herrn ALEXANDER FLEISCHER.

Breslau, den 27. Juni 1911.

Am 25. Juni 1910 habe ich in der Deutschen Geologischen Gesellschaft einen Vortrag gehalten über die Ausdehnung magmatischer Massen beim langsamen Erstarren. Als Beweis dieser Ausdehnung habe ich eine bei der Nickelgewinnung fallende Schlacke und ein Stück Basalt vorgelegt, das 5mal geschmolzen worden war, um ganz blasenfreies Material zu erhalten. In der Diskussion hat niemand einen Einwand dagegen erhoben, daß hier eine Ausdehnung unter krystallinischem Erstarren vorliegt. Daneben habe ich vier geschmolzene Gesteine: Hornblende, Trachyt, Syenit und Orthoklas, vorgelegt, welche nicht krystallinisch, sondern glasig erstarrt waren.

Meine Ausführungen gaben jedoch Veranlassung zu einer Veröffentlichung des Herrn v. WOLFF, in der er die von mir nachgewiesene Ausdehnung der krystallinischen Schlacke und des Basaltes anscheinend ganz übersehen hat. Er hat dagegen mit großer Bestimmtheit die Gesamtheit der vorgelegten Gesteinsschmelzen völlig vernichtend beurteilt, während die Möglichkeit, auch die letzteren Gesteine durch wiederholtes Schmelzen zum krystallinischen Erstarren zu bringen, meiner Ansicht nach keineswegs abzuweisen sein dürfte. Zum Beweise erwähne ich, daß beim 4maligen Schmelzen ein Stück Horn-

---

<sup>1)</sup> J. G. AGUILERA: Catalog. sistematic. y geogr. d. l. espec. min. Bol. Inst. geol. XI, Mexiko 1898.

blende krystallinisch erstarrt war, daß sich aber beim Zerschlagen derselben in der Mitte eine pflaumenförmige, 30 cm lange Höhle zeigte; ein deshalb wiederholtes Schmelzen jedoch nur eine glasige Erstarrung bewirkte. Meine Versuche in dieser Richtung sollen in der hiesigen Technischen Hochschule fortgesetzt werden. Über ihre Ergebnisse werde ich jedoch erst nach längerer Zeit berichten können. Im Oktober dieses Jahres werden in der hiesigen Technischen Hochschule besondere Einrichtungen in Betrieb genommen, die ein sehr langsames Erstarren ermöglichen, und ich hoffe, mit deren Hilfe dann besonders gute und einwandfreie Ergebnisse zu erzielen.

Obgleich Herr v. WOLFF behauptet, daß nach seinen Beobachtungen das Magma bei der Krystallisation keine Ausdehnung erleidet, muß ich hervorheben, daß HIBSCH in dieser Zeitschr. 1908, Monatsber. 8/10, S. 198, Abs. 9, erklärt:

„Sehr wichtig für das Verständnis des Eruptionsmechanismus ist die Tatsache, daß nur solche Magmen zur Eruption gelangen, welche sich im Stadium der Erstarrung befinden.“

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 8/10.

1911.

### Protokolle der Hauptversammlung am 10., 11. und 12. August zu Darmstadt.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom  
10. August 1911

in der Technischen Hochschule zu Darmstadt.

Beginn: 9 $\frac{1}{2}$  Uhr.

Der Geschäftsführer Herr LEPSIUS eröffnet die Sitzung, heißt die Anwesenden willkommen und wird darauf auf Antrag des Herrn RAUFF durch Zuruf zum Vorsitzenden des ersten Sitzungstages gewählt; zu Schriftführern werden die Herren HAUPT, EWALD und HERM. E. F. MEYER ernannt. Nach Begrüßungsansprachen Sr. Magnifizenz des Rektors der Technischen Hochschule, Geheimrats Professor Dr. SCHENCK, Sr. Exz. des Herrn Ministers des Innern VON HOMBERGK ZU VACH sowie des Herrn Bürgermeisters MUELLER ergreift Herr LEPSIUS als Geschäftsführer das Wort zu folgenden Begrüßungsworten:

Meine Herren,

Als Geschäftsführer dieser 55. Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft erlaube ich mir, Sie herzlich hier in Darmstadt zu begrüßen mit dem Wunsche eines glücklichen Verlaufes dieser Versammlung und der Exkursionen im Großherzogtum Hessen, von denen ja die Ausflüge in den Odenwald bereits hinter uns liegen.

Schon einmal habe ich die Ehre gehabt, als Geschäftsführer die Deutsche Geologische Gesellschaft hier in Darm-

stadt zu empfangen: es war die 33. Versammlung, gerade vor 25 Jahren, im September 1886. Ich habe hier auf dem Tische das Programm der Versammlung vom Jahre 1886 ausgelegt und die Originallisten der Teilnehmer an der Versammlung und den Exkursionen.

Mit Wehmut sehen wir älteren Geologen, wie stark in den vergangenen 25 Jahren der Tod die Reihen der Geologen gelichtet hat: damals, 1886, präsierte unsern Sitzungen Exzellenz H. VON DECHEN aus Bonn, der Altmeister der Geologie vom Rheinlande und Westfalen, in voller Frische des Geistes; trotz seiner 86 Jahre (geb. am 25. März 1800 in Berlin) machte er noch die Exkursionen in die Umgegend von Darmstadt mit. E. BEYRICH, 50 Jahre lang Professor der Geologie an der Universität Berlin und daher der Lehrer der jetzigen älteren Generation deutscher Geologen; A. VON GRODDECK-Clausthal und andere, welche damals, Ende September 1886, unter meiner Führung die vom schönsten Wetter begünstigte Exkursion durch das Mainzer Becken in froher Stimmung mitmachten, sind nun schon lange von der Erde bedeckt, welche sie in ihrem Leben so eifrig erforscht hatten.

Einige wenige Geologen sehe ich hier im Saale, die damals, 1886, an der Versammlung in Darmstadt teilnahmen: H. RAUFF-Berlin, Dr. EGGER-Mainz, Dr. GREIM-Darmstadt.

Diejenigen Geologen, welche Darmstadt früher kannten, werden einige große Veränderungen jetzt vorfinden: mit der Stadt, die ihre künstlerische Umgestaltung wesentlich der Anregung S. K. H. des Großherzogs verdankt, sind auch ihre wissenschaftlichen Anstalten verschönert worden: hier unsere neue Technische Hochschule, in der wir tagen, auf erbaut seit dem Jahre 1893. Das neue Landesmuseum, von MESSELS Meisterhand errichtet, werden Sie in diesen Tagen besichtigen; unsere geologischen und mineralogischen Sammlungen sind nunmehr seit 1905 im neuen Museum auf das beste aufgestellt, nachdem sie jahrzehntelang in ganz ungenügenden Räumen des alten Schlosses zusammengestaut waren. Die Geologische Landesanstalt ist ebenfalls in zwar nicht so schönen, aber ausreichenden Räumen untergebracht; dort finden Sie die geologische Landessammlung. —

Als die Deutsche Geologische Gesellschaft im Jahre 1886 hier tagte, befand sich die Hessische Geologische Landesanstalt in ihren Anfängen, da sie im Jahre 1882 gegründet worden ist. Damals hatte ich nur einen Assistenten; jetzt sind drei Landesgeologen angestellt. Unsere hiesige geologische Landesanstalt ist in den vergangenen 29 Jahren ihres Lebens mit



ihren Zwecken gewachsen in gleicher Weise wie die anderen Geologischen Landesanstalten in Deutschland.

Von ihren wissenschaftlichen Resultaten sehen Sie hier vor sich die geologische Karte des Odenwaldes und der Rheinebene im Maßstabe 1:25 000; dann unsere Abhandlungen in 5 Bänden; und die letzten 10 Jahrgänge des Notizblattes.

Auf Grund der geologischen Kartenaufnahmen und auf Grund spezieller Untersuchungen konnte nun auch unsere Geologische Landesanstalt denjenigen praktischen Zwecken dienen, welche nur durch die Geologen erfüllt werden können. Wir konnten in unserem hessischen Lande auf verschiedenen Gebieten eine reiche praktische Tätigkeit entfalten, eine Tätigkeit, welche im Stillen wirkte und nur in den Kreisen bekannt wurde, denen sie zugute kam. Ich habe im Jahre 1907 einen Bericht über die 25jährige Wirksamkeit der Großh. Hessischen Geologischen Landesanstalt im Notizblatt veröffentlicht; er liegt hier aus.

Ich will jetzt nicht eingehen auf unsere agronomisch-geologischen Untersuchungen, welche der Land- und Forstwirtschaft zum Nutzen gereichen; auch nicht auf die Untersuchung der Gesteine, welche als Straßenbaumaterialien oder beim Hochbau verwendet werden; auch nicht auf die Hilfe, welche wir dem Eisenbahnbau bei den Voruntersuchungen für neue Bahnlinien und Tunnels sowie bei Rutschungen im Bahngelände geleistet haben. Ich will nur eine Seite unserer Tätigkeit im Lande hier kurz berühren, diejenige der Wasserversorgung von Stadt- und Landgemeinden — ein sehr aktuelles Thema, nachdem dieser trockene und heiße Sommer so viele Quellen und Bäche und Brunnen versiegen ließ.

Das südwestliche Deutschland ist glücklicherweise zu aufgeklärt, um sich noch durch die Wünschelrute betören zu lassen; die Rutengänger überlassen wir gern den Ostelbiern. Hier bei uns im Westen weiß man, daß Wasser in der Tiefe der Erde nur von den Geologen aufgespürt werden kann; denn nur diese kennen den Gebirgs- und Erdbau.

Früher waren die Stadt- und Landgemeinden für ihre Wasserversorgung der Willkür von Unternehmern überlassen. Da kam es vor, daß Unternehmer zwar den Hochbehälter erbaut und sämtliche Rohre verlegt und alle Installationen in allen Häusern und Ställen fertig hatten; aber das Wasser fehlte in den Leitungen.

Nach derartigen schlimmen Erfahrungen, deren Kosten die Gemeinden tragen mußten, ordnete endlich das Ministerium des Innern an, daß die Gemeinden keine derartigen Verträge mit

Unternehmern mehr ohne Genehmigung der Regierung abschließen durften; und daß die Wasserbeschaffung von der Geologischen Landesanstalt, die Installationen von den Kulturinspektionen in die Hand genommen wurden.

Ich erwähne hier nur, daß die Geologische Landesanstalt im ganzen für 149 Landgemeinden im Großherzogtum und für 5 große Gruppenversorgungen in Rheinhessen das erforderliche Wasser beschafft hat; ebenso für die Städte Mainz, Darmstadt, Offenbach, Worms, Alzey, Bingen; auch bei den großen Quellwasserfassungen von Lauter und Inheiden in Oberhessen sowie bei dem Wassersuchen von Frankfurt und Wiesbaden waren wir beteiligt. Wie schwierig diese Arbeiten zur Wasserbeschaffung gewesen sind, können eigentlich nur diejenigen Geologen beurteilen, welche selbst im Wassersuchen tätig gewesen sind. Um die Kosten der Bohrungen auf Wasser möglichst zu verringern, haben wir einen eigenen Bohrmeister angestellt und eigene Bohrrapparate beschafft, mit denen wir im lockeren Gebirge bis 50 m, im äußersten Falle bis 75 m tief bohren können. Der Bedarf der Städte an Wasser wächst so rasch, daß wir z. B. für Mainz fortdauernd tätig gewesen sind, seitdem ich zuerst Ende der 70er Jahre meinem verstorbenen Freunde Dr. RAUTERT für die Wasserversorgung aus dem Kästrich als Geologe zur Seite stand; jetzt leitet der Landesgeologe Dr. STEUER die jüngsten Arbeiten der Stadt Mainz, einer Grundwasserentnahme aus der Rheinebene beim Hofgute Schönau, rechtsrheinisch zwischen Groß-Gerau und Mainz gelegen.

Darmstadt wird seit dem Jahre 1879 mit Grundwasser aus den diluvialen Sanden der Rheinebene im Griesheimer Eichwäldchen versorgt; dort stehen über 200, 25—30 m tiefe Rohrbrunnen, aus denen das Wasser mit Maschinenkraft 7,5 km weit bis in das Reservoir auf der Mathildenhöhe hinaufgedrückt wird. Wir verdanken es den guten Maßregeln unseres ausgezeichneten Wasserwerksdirektors Herrn RUDOLF, daß Darmstadt in den letzten trocknen und heißen Wochen keinen Wassermangel erlitten hat, trotzdem der Wasserbedarf der Stadt von den normalen 6000 cbm Wasser bis auf 17000 cbm pro Tag gestiegen ist. —

Am heutigen Sitzungstage wollen wir Sie unterrichten über die geologischen Verhältnisse des Großherzogtums; über den Odenwald hat Landesgeologe Dr. KLEMM bereits seinen Vortrag am vorigen Samstag gehalten, und die Exkursionen im Odenwald haben wir bereits vollendet. Heute werde ich zunächst die allgemeine Übersicht über den Gebirgsbau im Großherzogtum geben; dann Landesgeologe Dr. STEUER über das Mainzer Becken; endlich Landesgeologe Dr. SCHOTTLER über den Vogelsberg.

In dem von der Landesanstalt Ihnen gewidmeten geologischen Führer, welcher hier zu Ihrer Verfügung steht, haben wir zwar die geologischen Verhältnisse des Großherzogtums bereits beschrieben; aber das gesprochene Wort ist leichter verständlich als ein gedrucktes Buch, besonders hier demonstriert an der Hand von geologischen Karten und Profilen.

Ich wünsche und hoffe einen guten und lehrreichen Verlauf dieser 55. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft!

Darauf tritt die Versammlung in die Erledigung der Tagesordnung ein.

Herr LEPSIUS ergreift das Wort zu dem ersten Vortrage über den geologischen Aufbau des Großherzogtums Hessen<sup>1)</sup>.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren RAUFF, DREVERMANN, WAHNSCHAFTE und FREUDENBERG.

Nach einer kurzen Pause macht Herr WAHNSCHAFTE der Gesellschaft eine vertrauliche Mitteilung.

Dann spricht Herr STEUER über die **allgemeine Zusammensetzung und Gliederung der Schichten im Mainzer Becken.**

Vom 13. bis 16. August werde ich die Ehre haben, Sie auf den Exkursionen durch das Mainzer Becken in eine Reihe schöner Aufschlüsse zu führen. Deren detaillierte Beschreibung finden Sie in dem von unserer Geologischen Landesanstalt herausgegebenen Führer, ich kann es daher unterlassen, in diesem Vortrage auf Einzelheiten einzugehen. Wohl aber möchte ich Ihnen zur Einführung, namentlich für diejenigen Herren, die hier noch keine Exkursionen gemacht haben, einen kurzen Überblick über die allgemeine Zusammensetzung und Gliederung der Schichten im Exkursionsgebiet geben und möchte dabei, ohne etwa eine erschöpfende Behandlung erstreben zu wollen, einige allgemeine Fragen beleuchten, die in den letzten Jahren erörtert worden sind.

---

<sup>1)</sup> Die Großherzoglich Hessische Geologische Landesanstalt hatte der Versammlung einen „Geologischen Führer durch das Großherzogtum Hessen“ gewidmet (Darmstadt 1911 im Staatsverlag). Da der Vortrag des Herrn LEPSIUS im wesentlichen den Inhalt seiner „Einleitung“ zu diesem Führer entspricht, so ist der Vortrag hier nicht abgedruckt.

Auf der auch im Führer wiedergegebenen Tafel habe ich versucht, ein Normalprofil durch die Ablagerungen des Mainzer Beckens zu entwerfen, wie es der typischen Ausbildung in Rheinhessen, in der Mainau und zum Teil auch in der Wetterau entspricht, wobei die Mächtigkeiten annähernd im richtigen Verhältnis gezeichnet worden sind. Sie sehen an diesem Bilde, daß die seit langem schon erkannte Gliederung der älteren, teils marinen, teils brackischen und lakustrischen Tertiärbildungen des Mainzer Beckens in einzelne charakteristische Stufen eine verhältnismäßig einfache ist, sie ist aber nicht nur das, sondern sie ist auch klar und natürlich, weil sie sich nach der petrographischen Ausbildung fast durch das ganze Gebiet des Beckens in gleicher Weise verfolgen läßt, und weil, eben durch die wechselnde petrographische Facies bedingt, auch die Fossilführung jeder Stufe einen sehr wohl unterscheidbaren und leicht zu erkennenden Charakter trägt.

Als Unterlage ist allenthalben das Rotliegende beobachtet worden, das Tertiär transgrediert über dieses.

Die bekannte Schichtenfolge gliedert sich im Mainzer Becken in eine sandige, eine mergelige und eine kalkig-mergelige Etage. Sie beginnt zu unterst mit dem Meeres-sand, einer marinen, 30—40 m mächtigen Ablagerung, an vielen Stellen mit einer reichen Fauna, namentlich von Arten, die in geringeren Tiefen und an der Küste lebten. Dann folgt der Rupelton oder Septarienton, ein 100—120 m mächtig werdender, sehr gleichmäßig entwickelter, nicht allzu kalkreicher, in ruhigerem und tieferem Wasser abgesetzter Mergel ohne Zwischenschichten, der ebenfalls durchaus mariner Entstehung ist. Er schließt eine reiche Foraminiferenfauna ein, auch einige Conchylien des Meeressandes kommen in ihm vor, sie sind aber — im Mainzer Becken wenigstens — selten.

Der den Rupelton überlagernde Cyrenenmergel hat seinen Namen nach den in ihm vorherrschenden grauen, auch bläulich- bis grünlichgrauen Mergeln erhalten, die in manchen Lagen reich an *Cyrena semistriata* sind. Diese Stufe wird ebenfalls 100—120 m mächtig. Sie ist gegliedert, indem zwischen die Mergel in verschiedenen Niveaus und in wechselnder Mächtigkeit sehr feinkörnige Sandschichten, eine Braunkohlenbildung mit Süßwasserablagerungen und gelegentlich auch Kalkbänke eingeschaltet sind. Die Fauna ist in den unteren, sogenannten Schleichsandten im wesentlichen marin, in den Mergeln brackisch, in den Braunkohlenschichten limnisch. Die obersten Schichten des Cyrenenmergels sind an vielen Stellen erodiert oder abradiert. Über ihnen beginnt mit scharfer

Grenze die kalkige Etage des Mainzer Beckens, die insgesamt etwa 100 m mächtig werden kann. Sie gliedert sich nach SANDBERGERS Vorschlage in 3 Stufen: den Cerithienkalk, die Corbiculaschichten und die Hydrobienschichten, die sich nach ihren Faunen, wenn auch nicht mit scharfen Grenzen, so doch immerhin deutlich und auch im Gelände übersichtlich getrennt halten lassen. Petrographisch herrschen in den tieferen Lagen die Kalke, in den höheren die Mergel vor. Die Fauna enthält in der untersten Stufe, im Cerithienkalk, namentlich in dessen tieferen Lagen, noch eine Reihe mariner Elemente. Dagegen hatte sich in den oberen Stufen der Salzgehalt mehr und mehr verringert, so daß das Wasser zur Zeit der Hydrobienschichten nur noch schwach brackisch gewesen sein mag. Eingeschwemmte Land- und Süßwasserconchylien kommen in allen drei Gliedern in Menge vor.

Wie ich schon sagte, ist diese Gliederung durchaus klar und logisch und wird bei den kartographischen Aufnahmen von unserer Geologischen Landesanstalt aufrechterhalten werden.

Während zur Zeit der Ablagerung des Rupeltons eine ununterbrochene Verbindung der nördlichen und südlichen Meere über das Mainzer Becken hinweg bestanden hat, war das in der späteren Zeit nicht mehr der Fall. Es spielten sich in unserem Gebiete tektonische Bewegungen ab, die ein relatives Heben und Senken des Meeresgrundes, Zurückweichen und Wiedervorwärtsschreiten der Strandlinien zur Folge hatten. Die Verbindung mit dem Meere war dementsprechend bald ausgedehnter, bald geringer, bis endlich mit dem weiteren Rückzug des Meeres nach Norden und Süden ein vollständiger Abschluß des Beckens erfolgte und schließlich mit der Heraushebung des Untergrundes die vollständige Austrocknung eintrat. Die Abschnürung vom Meere ist die Ursache, daß das Mainzer Becken in der Fauna der Ablagerungen über dem Rupelton den bekannten eigenartigen Charakter erhalten hat: die marinen Formen treten zurück, brackische stellen sich in ungeheuren Mengen ein, und zu ihnen gesellen sich ebenfalls massenhaft vom Strande her und von den Bächen eingeschwemmte Land- und Süßwasserconchylien, auch nicht selten wohlerhaltene Wirbeltierreste.

Die allgemeine Gliederung des Tertiärs ist nun in erster Linie auf die marinen Conchylien begründet. Da diese in den oberen Schichten des Mainzer Beckens vom Cyrenenmergel ab nur in geringer Zahl vorkommen und in den obersten Schichten ganz fehlen, so entsteht naturgemäß eine Unsicherheit in der genauen Parallelisierung der brackischen mit



den rein marinen Ablagerungen. Diese Schwierigkeit hat schon BEYRICH erkannt, als er die Oligocänstufe schuf, und um sie bewegt sich auch in neuerer Zeit wieder die Diskussion.

Die Frage ist theoretisch von allgemeinerem Interesse, allein praktisch muß sie für die Gliederung und kartographische Darstellung auf den Spezialkarten im Mainzer Becken ohne Einfluß bleiben. Wir müssen uns da für eine klare, den Verhältnissen im Gelände entsprechende Darstellung in den Hauptzügen nach wie vor an die von alters her als richtig und in allen Teilen des Beckens in engerem Sinne als durchführbar erkannte Schichteneinteilung halten, unbeschadet dessen, daß man innerhalb derselben lokal einzelne charakteristische Bänke oder Schichten noch besonders auszeichnen wird. Man kann nicht zuliebe einer theoretischen Anschauung, die noch dazu wechseln kann, mitten durch einen natürlich zusammengehörigen Komplex, etwa durch den Cyrenenmergel oder durch die Corbículaschichten, eine Grenze legen, die sich in Wirklichkeit im Gelände gar nicht erkennen läßt. Solche Darstellungsweise würde die Karte für den Laien geradezu unverständlich machen.

Ich will nunmehr einige Fragen, soweit sie bei den Exkursionen in den Aufschlüssen zur Diskussion kommen können, indem ich den Ablagerungen von unten nach oben folge, besprechen.

Der Meeressand ist in einer ganzen Reihe schöner Aufschlüsse bei Weinheim, Flonheim, Eckelsheim, Wöllstein, Hackenheim und Kreuznach zu sehen. Er ist bekanntlich fossilführend auch am Odenwaldrande bei Großsachsen und bei Vilbel in der Wetterau aufgefunden worden. Er tritt überall als selbständiges Formationsglied auf und muß dementsprechend auch auf der Karte ausgeschieden werden. In einigen Aufschlüssen sieht man mit scharfer Grenze die Überlagerung durch Rupelton, man erkennt, daß dieser letztere über den Sand, allerdings ohne Diskordanz, transgrediert, es fällt auch an manchen Stellen, besonders in dem ausgezeichneten Aufschlusse an der Neumühle bei Weinheim, die starke Reduktion der Mächtigkeiten beider Schichten auf. Auch bei Flonheim und Hackenheim sieht man nur eine sehr dünne Schicht Mergel über dem hier allerdings mächtigen Sand.

Es ist nun die Vermutung ausgesprochen worden, daß der Meeressand nur ein Äquivalent des unteren und vielleicht auch noch des mittleren Rupeltones sei, also die Strandbildung darstelle, während sich in weiterer Entfernung von der Küste und in tieferem Wasser Rupelton absetzte. Die Frage ist noch



nicht endgültig gelöst. Die Faunen, die die beiden Ablagerungen enthalten, sind verschieden, allein nicht infolge des Altersunterschiedes, der ganz gewiß sehr gering ist, sondern nur infolge der Facies, also der ganz anderen Lebensbedingungen, die am sandigen Strande einerseits und in dem ruhigeren, tieferen Wasser mit schlammigem Untergrunde andererseits herrschten. Nur wenige Formen des Meeressandes kommen in unserem Gebiete auch im Rupelton vor, und das Leitfossil des letzteren, die *Leda Deshayesi*, ist noch nicht im Meeressande gefunden worden. E. SPANDEL hat jüngst versucht, durch Gliederung des Rupeltones nach der Foraminiferenfauna der Entscheidung näher zu kommen, und glaubte nachweisen zu können, daß immer nur oberer Rupelton über dem Sande liege. Allein so bestechend und selbstbewußt auch seine Beobachtungen vorgetragen sein mögen, so halten sie doch einer schärferen Kritik z. Z. noch nicht stand. Ob die weitgehende Gliederung des Rupeltones sich bewähren wird, und ob die minutiösen Schlußfolgerungen zutreffend sind, erscheint nach den wenigen Profilen, die SPANDEL untersuchte, doch nicht genügend begründet. Man muß bedenken, daß die Foraminiferen, wenn auch nicht alle, so doch zum großen Teil Plankton sind, dessen Verbreitung doch erst noch in anderen Profilen, auch außerhalb des Mainzer Beckens, untersucht werden muß. Es ist auch noch festzustellen, ob die Bestimmungen SPANDELS alle richtig sind, berechnigte Zweifel sind vorhanden. Aber selbst wenn es sich herausstellen sollte, daß über dem Sand auch an anderen Stellen immer nur oberer Rupelton lagert, so liegt die Schlußfolgerung für das gleiche Alter von Sand und unterem Mergel allerdings sehr nahe, bewiesen ist sie aber trotzdem noch nicht, sondern bewiesen ist immer nur die Transgression, denn ein allmählicher Übergang von Sand in Mergel ist noch nicht beobachtet worden. Unterer, mittlerer und oberer Rupelton transgredieren auch an anderen Stellen und liegen dann unmittelbar, ohne Meeressand als Unterlage, auf dem Rotliegenden. Es sind also noch weitere Beobachtungen über diese theoretisch wichtige und interessante Frage zu sammeln.

Über die Altersstellung des Rupeltones sind nie Zweifel entstanden, weil er die gleiche rein marine Ausbildung im Mainzer Becken besitzt und die gleiche Fauna einschließt wie die Tone von Boom und ihre Äquivalente in Norddeutschland.

Anders verhält es sich mit dem Cyrenenmergel, der eine verschiedenartige Fauna beherbergt.

Der Rupelton geht an manchen Stellen ganz allmählich in den Cyrenenmergel über. Man kann dann eine Grenze nur mit Hilfe der Foraminiferen bestimmen, indem die Mehrzahl der Formen mit dem abnehmenden Salzgehalt verschwindet und nur solche zurückbleiben, die sich dem brackischen Wasser anpassen konnten. Gelegentlich treten auch Kalkbänke, reich an brackischen Versteinerungen, in den untersten Schichten des Cyrenenmergels auf. Dagegen finden sich an anderen Orten in den untersten Schichten Schleichsande, in denen sich die Fauna des Meeressandes wiederholt. Wenn sie auch nicht alle Arten von Weinheim und Waldböckelheim enthält und außerdem schon einige jüngere und auch brackische Formen einschließt, so trägt sie doch noch ausgesprochen mitteloligocänen Charakter. Die Mächtigkeit dieser Schleichsande erreicht manchmal nur wenige Meter, kann aber auch beträchtlich, bis zu 20 m und mehr, anschwellen.

Über den Sanden lagern wieder brackische Mergel mit *Cyrena* und Cerithien. Diese schließen, namentlich am Nordrande des Beckens und in der Mainau und Wetterau gut entwickelt, eine Braunkohlenbildung mit Süßwasserfauna ein. Dann stellen sich in den oberen Mergeln wieder sandige Schichten, meist von geringer Mächtigkeit, ein, die Brackwasserformen, aber auch marine Muscheln und Schnecken enthalten, darunter einige Arten, die auch in den oberen Meeressanden von Kassel vorkommen.

Der Cyrenenmergel ist dann im ganzen Becken nach oben meist scharf begrenzt, da über ihm mit durchaus abweichender petrographischer Facies der Cerithienkalk oder im Norden der Cerithiensand beginnt, dessen Ablagerung stellenweise sogar eine Trockenlegung und geringe Abtragung des Mergels vorausgegangen sein muß.

Wenn nun auch der Cyrenenmergel durch die erwähnten zwischengeschalteten Kalk-, Sand- und Braunkohlenschichten gegliedert ist, so bildet er doch einen durchaus zusammenhängenden Komplex, den man nur als ein Ganzes auffassen und auf der Karte darstellen kann. Es war also durchaus logisch richtig, wenn VON KOENEN, den mitteloligocänen Charakter der tieferen Lagen betonend, die ganze Cyrenenmergelgruppe als oberstes Mitteloligocän auffaßte, obwohl ihm hinlänglich bekannt war, daß einzelne marine Formen von Kassel — keineswegs die ganze charakteristische Fauna — in den oberen Mergeln vorkommen. Diese letzteren bilden eben die Grenzschichten, die den Übergang vom Mittel- zum Oberoligocän vermitteln.

Über dem Cyrenenmergel folgt im Mainzer Becken die kalkig-mergelige Etage, die nach SANDBERGERS Vorgange in drei Glieder: Cerithienkalk, Corbículaschichten und Hydrobienschichten eingeteilt wird.

Die Ausscheidung der Corbículaschichten als selbständiges Glied ist wiederholt, auch in neuerer Zeit, als zweckmäßig angezweifelt worden. Ich selbst habe früher, indem ich mich an KINKELIN anschloß, diesen Zweifel gehegt, bin aber bei den Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme auf SANDBERGERS Gliederung zurückgekommen und habe, wie ich schon an anderen Stellen ausgeführt habe, die KOCHSche Beobachtung bestätigt gefunden, daß man diese bis zu 30 m mächtige mittlere Stufe im allgemeinen nach der Verbreitung der *Hydrobia inflata* mit durchaus genügender Sicherheit im Gelände abgrenzen kann. Sie enthält in den bekannten typischen Profilen von Weisenau, Offenbach usw. die Corbiculabänke, die etwa auf die untere Hälfte oder noch etwas mehr beschränkt sind. Die Muschel tritt angereichert nur in etwa 2—3 Bänken auf, ist aber im Osten, wo die mergelige Ausbildung vorherrscht, selten.

Der Grund, warum manche diese mittlere Stufe wieder fallen lassen möchten, liegt darin, daß Cerithien, und zwar *Pot. plicatus* var. *pustulata* und *Tymp. submargaritaceus*, die ja an Zahl einen wichtigen Bestandteil der Fauna bilden, aus dem Cerithienkalk bis fast in die Mitte der Corbículaschichten hinauftragen. Man hält es darum für zweckmäßiger, nur zwei Hauptstufen, eine untere mit Cerithien und eine obere ohne solche, zu unterscheiden, die dann nach der Fauna wieder in sich gegliedert werden können.

Wenn nun eine solche mit ihren Unterabteilungen schärfere Gliederung nach der Untersuchung in den großen Aufschlüssen z. B. von Weisenau und Offenbach ihre Berechtigung hat, so muß ich demgegenüber doch bemerken, daß sich praktisch bei der Aufnahme im Felde eine Grenze, die mit dem Verschwinden der Cerithien zusammenfiel, mit genügender Genauigkeit nicht durchführen läßt. Das geht eben nur in vereinzelt guten Aufschlüssen, wo man die einzelnen Schichten nach ihrer Fauna genau untersuchen kann, nicht aber über weite Flächen, wo man nur auf gelegentliche Aufschlüsse und Rollstücke angewiesen ist. Außerdem würde diese Grenze schon darum sehr unsicher werden, weil die Cerithien doch nicht im ganzen Gebiete mit einem scharfen Schnitt verschwinden. Sie reichen z. B. nach meinen Beobachtungen in der mergeligen Facies, die wahrscheinlich etwas salzreicher war, in höhere Lagen

als in der Kalkfacies. Wahrscheinlich gehen sie in der ersteren bis an die Grenze der Hydrobienschichten. Die Grenze müßte danach an verschiedenen Stellen des Beckens in verschiedene Höhe kommen.

Vor allen Dingen spricht aber nach meiner Meinung gegen die Zweigliederung der Umstand, daß sich ein mittlerer Schichtenkomplex zwischen Hydrobienschichten und Cerithienkalken unzweifelhaft sowohl nach seiner Fauna wie nach seiner Verbreitung im Gelände erkennen läßt, da eben auch das Becken, aus dem sich die Corbiculaschichten oder Schichten mit *Hydrobia inflata* absetzten, eine etwas andere Verbreitung und andere Bedingungen für die Fauna besaß als das an marinen Elementen noch reiche des Cerithienkalkes und als das mehr eingeeengte und stärker ausgesüßte der Hydrobienkalken und -mergel. Es würde für die kartographische Darstellung einen Rückschritt bedeuten, wenn man die mittlere Stufe fallen lassen wollte. Ich weise nur darauf hin, daß bei einer Zweigliederung die oberen Schichten ohne Cerithien im Gelände und dann auf der Karte doch auch ganz andere Flächen einnehmen müssen als die bisherigen Hydrobienschichten, da ja nun der obere Teil der bisherigen Corbiculaschichten zu ihnen hinzukommen müßte und in manchen Gebieten die Grenze mitten durch den Horizont der die *Corbicula* führenden Schichten oder Bänke hindurch geführt werden müßte. Es ist ferner für die praktische Aufnahme ein wichtiges Moment, daß *Hydrobia inflata* ein so charakteristisches und leicht erkennbares und auch verbreitetes Fossil ist, daß man sich tatsächlich nach ihm richten kann. Es ist allerdings zu bemerken, daß, wie schon KINKELIN richtig beobachtet hat, der eigentliche Cerithienkalk, wenn man ihn mit dem Eintreten der *Hydrobia inflata* begrenzt, an manchen Stellen auf 8—10 m Mächtigkeit beschränkt ist. Besonders ist dies im südwestlichen Teile des Beckens der Fall. Das kann aber kein Grund sein, der gegen die Abtrennung in der von KOCH vorgeschlagenen Weise spricht. Solche Reduktionen kommen oft vor.

Seinem Alter nach stellen wir den Cerithienkalk in das Oberoligocän und schließen uns damit VON KOENEN an. SANDBERGER stellte ihn in das Untermiocän und viele sind ihm anfangs gefolgt. Es ist aber eine charakteristische Erscheinung, daß die bekannten Geologen und Paläontologen des Mainzer Beckens, die sich eingehend mit der Untersuchung der Fauna des Mainzer Beckens beschäftigten, von der Einreihung ins untere Miocän zurückgekommen sind, also außer V. KOENEN namentlich BOETTGER, KINKELIN und auch LEPSIUS.

Es ist bestechend, die Formationsgrenze im Mainzer Becken mit dem Abschluß des Cyrenenmergels zusammenfallen zu lassen, wo ein so scharfer Facieswechsel mit dem Einsetzen der Kalke und im Norden mit dem Auftreten der marinen Sande vorhanden ist. Dieser Wechsel, der ja auch über nicht unbeträchtliche Flächen mit Transgression verbunden ist, ist zweifellos durch tektonische Veränderungen hervorgerufen, die aber doch nicht mit einer paläontologischen Grenze zusammenfallen müssen. Maßgebend für die Altersbestimmung müssen in erster Linie die marinen Fossilien des Cerithienkalkes sein, und unter diesen ist kein einziges ausgesprochen miocänes Element, wir finden nur solche Formen, die sich an das Oligocän anschließen. Dazu kommen noch unter der Land- und Süßwasserfauna einige Arten wie *Helix deflexa* und *Helix Ramondi*, die stets als typisch oligocän angesehen worden sind, und die für einige Aufschlüsse des Mainzer Beckens ganz charakteristisch sind. Marines älteres Miocän, mit dem wir den Cerithienkalk in Verbindung bringen könnten, finden wir erst in weiter Entfernung vom Mainzer Becken. Das Meer hatte sich weit nach Norddeutschland bis fast an die Küsten der heutigen Meere und nach Süden an den Rand der empor-tauchenden Alpen zurückgezogen. In ganz Mitteldeutschland ist marines Untermiocän unbekannt, ebenso im Pariser Becken.

Es erscheint zunächst allerdings auffallend, daß in unserem Cerithienkalk so wenig Formen der reichen Fauna des Kasseler oberoligocänen Meeressandes vorkommen; dieser Umstand ist als beweisend gegen das oligocäne Alter des ersteren angeführt worden, allein das Fehlen ist doch so befremdend nicht, wenn man die durchaus verschiedene Facies beider Ablagerungen berücksichtigt. Entgegen einer früher von mir geäußerten Vermutung ist es doch wenig wahrscheinlich, daß eine unmittelbare Verbindung des Cerithienkalkbeckens mit den ausgesprochen marinen Strandbildungen des oberoligocänen Meeres von Kassel bestand. Sichere Anhaltspunkte, wo wir solche Verbindung zu suchen haben, fehlen uns z. Z. noch. An einen vom Meere abgetrennten, noch salzhaltigen Binnensee des Cerithienkalkes im Mainzer Becken kann man andererseits auch nicht denken, denn nach Abschluß des Cyrenenmergels sind doch die im Cerithienkalk auftretenden marinen Conchylien aus dem Meere neu eingewandert. Außerdem weisen auch das transgredierende Auftreten der Strandbildungen des Cerithien-sandes und die neu erscheinende Foraminiferenfauna unbedingt auf eine Verbindung mit dem Meere hin.



Wenn nun über die Stellung des Cerithienkalkes zum Oberoligocän nach meiner Meinung kein Zweifel bestehen kann, so gilt das doch nicht von den Corbicula- und Hydrobienschichten. VON KOENEN stellte die ersteren ins Untermiocän, die letzteren ins Mittelmiocän, während BOETTGER und KINKELIN in ihren späteren Arbeiten auf die Einreihung beider ins unterste Miocän gekommen sind. In allerneuester Zeit hat nun DOLLFUS in Paris auch ihre Stellung in das oberste Oligocän vorgeschlagen.

Wenn ich nun auch keineswegs den Ausführungen des Herrn DOLLFUS in seinen letzten Arbeiten über das Mainzer Becken in allen Punkten beipflichten kann, so hat doch der Gedanke einer Zusammenfassung der ganzen kalkigen Etage im Mainzer Becken manches für sich. Es ist für die Auffassung und Darstellung des Tertiärs im Mainzer Becken ein schwerer Entschluß, mitten in die kalkig-mergelige Etage eine Formationsgrenze zu legen. Sie stellt sich in ihrer Entwicklung doch als ein Ganzes dar, das trotz des Vorhandenseins der oben besprochenen Untergliederung, trotz der allmählichen Entsalzung und trotz des allmählichen Verschwindens der marinen und gewisser brackischen Formen auch wieder durch andere Elemente, z. B. die schichtbildende *Hydrobia ventrosa*, als Einheit zusammengehalten wird.

Eine Abtrennung der Corbicula- und Hydrobienschichten durch Formationsgrenze würde nach meiner Meinung dann unbedingt notwendig sein, wenn ausgesprochen miocäne Brack-, Süßwasser- und Landconchylien in der Fauna dieser beiden oberen Horizonte vorherrschten, das ist aber nicht der Fall. *Melania Escheri* und *Limnaeus pachygaster* kommen in den gleichen Varietäten in der allgemein als oberoligocän angesprochenen Brackwassermolasse am Alpenrande vor, und die äußerst seltenen Exemplare, die als Varietät der *Helix rugulosa* bestimmt worden sind, kann ich ebensowenig als ausschlaggebend betrachten. Im übrigen treffen wir von unten nach oben zunächst auf keine neue miocäne Gattung, wir finden lediglich Arten, die sich in die aus den untersten Schichten aufragenden Gattungen einreihen<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> In der Sitzung am 3. Versammlungstag hat Herr K. FISCHER-Frankfurt über eine aus sehr kleinen Arten bestehende Fauna berichtet, die er aus den Bohrproben der Bohrungen nach Wasser durch die Stadt Frankfurt ausgeschlämmt hat, die aus den daselbst angetroffenen obersten Tertiärschichten stammt und, soweit sich nach dem flüchtigen Anblick auf den herumgereichten Photographien und der Darstellung mit dem Projektionsapparat beurteilen ließ, auch nach meiner Ansicht



Da es nun jedenfalls als richtig erscheint, den Cerithienkalk ins Oberoligocän zu stellen, wie es ja auch in der neueren Literatur fast allgemein geschehen ist, und da es uns wünschenswert erscheint, eine Formationsgrenze zunächst nicht durch die brackische kalkig-mergelige Etage des Mainzer Beckens zu legen, so ist von seiten unserer Geologischen Landesanstalt beschlossen worden, die drei Stufen als Einheit mit dem Cerithienkalk noch zum obersten Oligocän zu stellen<sup>1)</sup>.

Die sandig-kiesige Ausbildung des Cerithienkalkes in der Wetterau kann in diesem Jahre bei den Exkursionen leider nicht besucht werden. Ich möchte nur von ihr erwähnen, daß die Münzenberger Konglomerate und Blättersandsteine in ihrer Altersstellung dadurch festgelegt sind, als über ihnen dünne Sandsteinbänke lagern, die stellenweise nicht selten *Corbicula Faujasi* führen.

Ich hoffe, daß Sie von den Exkursionen im Mainzer Becken und den schönen Aufschlüssen, von denen einige durch die Güte der Herren Besitzer noch besonders für unseren Besuch vorbereitet wurden, eine angenehme Erinnerung behalten werden.

Hierzu spricht Herr FRANKE.

Den letzten Vortrag hält Herr SCHÖTTLER über die Geologie des Vogelsberges.

Zum Vorsitzenden des folgenden Tages wird Herr WICHMANN-Utrecht gewählt.

Schluß der Sitzung um 1 Uhr.

---

anscheinend miocänen Charakter besitzt. Man muß indessen die Publikation der Arbeit des Herrn K. FISCHER abwarten, um beurteilen zu können, ob diese Fauna aus Schichten stammt, die man sämtlich den Hydrobienschichten zurechnen muß, oder ob sie nicht aus jüngeren wirklich miocänen Ablagerungen erhalten wurde.

<sup>1)</sup> Es sei bemerkt, daß diese Änderung gegen früher praktisch nur darin besteht, daß Cerithienkalk, Corbiculaschichten und Hydrobienschichten nicht mehr als  $tm^{u1}$ ,  $tm^{u2}$ ,  $tm^{u3}$ , sondern als  $tol^{o1}$ ,  $tol^{o2}$ ,  $tol^{o3}$  bezeichnet werden. Bezüglich der Farbengebung findet keine Änderung statt. Das Bild auf der Karte bleibt also wie bisher.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom  
11. August 1911.

Beginn: 9 Uhr 35 Min.

Herr A. WICHMANN eröffnet die wissenschaftliche Sitzung und erteilt Herrn **MORDZIOL**-Aachen das Wort zu seinem Vortrage: **Einige Bemerkungen über das angebliche Fehlen des Untermiocäns im Mainzer Becken.**

Wenn auch über die Altersstellung der Cerithien- und Hydrobienschichten die Ansichten auffallend weit voneinander abweichen, so hat sich doch erfreulicherweise die Erkenntnis Anerkennung verschafft, daß die oberen Schichten stratigraphisch und faunistisch eine Einheit bilden, daß es also nicht den natürlichen Verhältnissen entspricht, wenn man mitten in diese ununterbrochene Serie von Kalk- und Mergelschichten die sonst so markante Oligocän-Miocängrenze legt, was geschieht, wenn man mit v. KOENEN die untersten 15 oder 20 m Cerithienkalk als oberoligocän abtrennt und die höheren Schichten im Miocän beläßt. Aber immerhin kommt dieses Verfahren den wirklichen Verhältnissen doch ganz wesentlich näher als die nunmehr von der Großherzogl. Geologischen Landesanstalt in Darmstadt offiziell anerkannte Altersbestimmung von DOLLFUS und STEUER, wonach auch noch die Hydrobienschichten (!) ins Oligocän (!) gehören sollen.

Infolgedessen schreibt nun auch Herr LEPSIUS<sup>1)</sup>, der noch bis vor kurzem die Oligocän-Miocängrenze an die Basis der oberen Schichten legte, im Gegensatz zu seiner früheren Ansicht: „Auf die unteren marinen Stufen des Mainzer Tertiärbeckens folgten brackische und Süßwasserablagerungen, Mergel und Kalke, welche wir jetzt zum Oberoligocän rechnen; miocäne Schichten würden dann hier am Mittelrhein vollständig fehlen.“

Zieht man in Rücksicht, daß Herr v. KOENEN geneigt ist, unsere Hydrobienschichten eventuell noch bis an das Mittelmiocän heranreichen zu lassen, und daß nunmehr dieselben Schichten mit aller Gewalt ins Oberoligocän gerückt werden sollen, so erkennt man, wie auffallend es ist, daß so weitgehende Meinungsverschiedenheiten überhaupt entstehen konnten. Der Fehler liegt hier weniger in der Lückenhaftig-

---

<sup>1)</sup> Geol. Führer durch das Großherzogtum Hessen. Darmstadt 1911. Im Staatsverlag.

keit der beobachteten Tatsachen als vielmehr in zu einseitigen und unvollständigen Schlußfolgerungen aus diesen Tatsachen. Die neuesten Ansichten tragen dem gesamten, aus älterer und neuerer Zeit vorliegenden Beobachtungsmaterial zu wenig Rechnung, vor allem sind die von SANDBERGER in seinen Hauptwerken gezogenen Vergleiche mit den Conchylien anderer Tertiärgebiete heute noch so gut wie sämtlich unwidersprochen, und trotzdem glaubt man, diese Schlußfolgerungen eines so ausgezeichneten Forschers für überholt ansehen zu können. Zu wenig sind auch die allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse berücksichtigt worden, aus denen hervorgeht, daß die oberen Schichten einerseits mit der untermiocänen Braunkohlenformation des Niederrheins (Horizont von Rott) und andererseits mit den untermiocänen Schichten der Rhön (siehe die neuesten Forschungsergebnisse BÜCKINGS<sup>1)</sup>) verknüpft sind.

Während das conchyliologische und stratigraphische Beobachtungsmaterial doch immerhin schon ausreichend genug ist, um eine einigermaßen zuverlässige Entscheidung zu treffen, ist die Bearbeitung der Wirbeltierreste der oberen Schichten bis jetzt noch so sehr lückenhaft, daß ein Urteil daraus einstweilen nur bedingten Wert hat. Wenn aber trotzdem SCHLOSSER in der Lage war, dieser Fauna ein untermiocänes Alter zuzusprechen, so ist es nicht einzusehen, warum diese Ansicht eines so gründlichen Sachkenners unberücksichtigt bleiben soll<sup>2)</sup>.

Wenn ich nun den Inhalt meines Vortrages, in dem nur das zum Ausdruck kommt, was ich in meinen früheren Arbeiten bereits gesagt habe, hier zum Abdruck gelangen lasse, so möchte ich damit die ganzen Streitfragen noch einmal im Zusammenhang deutlich hervorheben, aber auch zeigen, auf Grund welcher Tatsachen ich dazu gekommen bin, die ganzen oberen Schichten (einschließlich der Cerithienkalke) für miocän zu halten und die Dinotheriensande (besser Hipparionsande) für altpliocän; zugleich wollte ich noch einmal das Beob-

<sup>1)</sup> Vgl. z. B. Blätter Sondheim und Gersfeld der Geol. Karte von Preußen in 1:25 000.

<sup>2)</sup> Widersprechen muß ich auch, wenn Herr STEUER in der Diskussion zu diesem Vortrage sagte, die Folgerungen aus der Säugetierfauna müßten gegenüber den Schlüssen auf Grund der normgebenden Conchylien, die für Oligocän sprächen, zurücktreten. Gerade daß ein solcher Widerspruch entstanden ist, zeigt, daß auf einer Seite ganz erhebliche Fehlschlüsse vorliegen; außerdem sprechen die Conchylien gar nicht für Oligocän, wie Herr STEUER meint.

achtungsmaterial erwähnen, aus dem ich meine Schlüsse gezogen habe. Die Diskussion, die sich an diesen Vortrag anschloß, hat mir nämlich gezeigt — abgesehen von Zuschriften, die ich schon früher erhalten hatte — daß ich mit meinem Widerspruch gegen die STEUERSchen Altersbestimmungen (sowohl der Hydrobienschichten als oligocän als auch der Hipparionsande als miocän) durchaus nicht vereinzelt dastehe. Namhafte Sachkenner haben inzwischen erneut die strittigen Punkte geprüft, und ihre diesbezüglichen Studien werden, wenn sie einmal zur Veröffentlichung gelangt sind, weiteres zur Beseitigung der Unklarheiten beitragen.

Es besteht nun keine unmittelbare Gefahr mehr, daß die neuesten Ansichten vom Fehlen des Miocäns in der Mainzer Schichtenserie weitere Verbreitung finden werden. Damit habe ich den Zweck erreicht, den ich mit mehreren kleineren Aufsätzen über diese Fragen beabsichtigte.

Wie rasch aber mitunter solche Meinungen verbreitet werden, zeigt sich bei der STEUERSchen Ansicht<sup>1)</sup>, daß der Zufluß von Salzwasser, der sich in den (unteren) Cerithien-schichten deutlich geltend macht, nur von Norden her erfolgt sein könne, daß also das Cerithienkalkmeer der Wetterau mit einem nördlichen Meere (über Kassel hinaus) in Verbindung gestanden hätte, bereits in der neuesten Auflage des KAYSERSchen Lehrbuchs der Formationskunde zum Ausdruck gekommen ist. Jetzt hat Herr STEUER diese — damals ohne eingehende Begründung ausgesprochene — Ansicht wieder zurückgezogen.

Nunmehr hoffe ich, die Aufmerksamkeit der Fachgenossen genügend auf die Anfechtbarkeit der neuesten Altersbestimmungen<sup>2)</sup> im Mainzer Becken hingelenkt zu haben. Ich werde mich vorerst nicht mehr zu diesen Fragen äußern, sondern erst später wieder im Zusammenhang mit weiteren Untersuchungen darauf zurückkommen.

STEINMANNs und meine Publikationen bestätigten die frühere Ansicht, daß die niederrheinische Braunkohlenformation — soweit sie nicht zum Pliocän gehört — ein Äquivalent der oberen Schichten des Mainzer Beckens ist. Sieht man

---

<sup>1)</sup> STEUER: Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde usw., Darmstadt, 4. Folge, Heft XXX, 1909.

<sup>2)</sup> STEUER: Die Gliederung der oberen Schichten usw. — DOLLFUS: Essai sur l'étage aquitanien. Bull. des serv. de la carte géol. de la France, Nr. 124, Bd. XIX, 1908—1909. — DOLLFUS: Résumé des terr. tert. de l'Allem. occid. Le bassin de Mayence. Bull. soc. géol. de France, 4. Serie, Bd. X, 1910 (Mai 1911).

die braunkohleführenden Schichten von Rott für untermiocän an — wie das FLIEGEL mit Recht tut — so können die Äquivalente dieser Schichten im Mainzer Becken nicht oligocän sein. Deshalb sprach ich (zuerst in der Diskussion zu dem STEUERSchen Vortrag auf der Versammlung des Niederrheinischen Geol. Vereins 1909 in Bingen) die Ansicht aus, daß sich dieser Widerspruch beseitigen ließe, wenn man — wie früher SANDBERGER es tat — die Cerithienkalke als Basis des Miocäns ansieht. Meine Beobachtungen über die Braunkohlenformation des Rheinischen Schiefergebirges habe ich veröffentlicht in meiner Dissertation: „Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens“ (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1908, Berlin 1908, S. 348—429) und in einem Vortrage in der Deutschen Geol. Gesellschaft (Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr., Monatsber. Nr. 11, Berlin 1908).

Die Folgerungen aus diesen früheren stratigraphischen Beobachtungen zog ich dann in einem Aufsatze „Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe“ (Verhandl. des Naturhistorischen Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westfalens, 66. Jahrgang, 1909), nachdem ich mich an Hand der Literatur überzeugt hatte, daß die Ansichten, wonach anstatt des (angeblich mitteloligocänen) Cyrenenmergels der Cerithienkalk ein Äquivalent des Oberoligocäns sei, bisher nicht ausreichend begründet worden waren, und daß viele der SANDBERGERSchen Argumente noch heute Geltung haben.

Unmittelbar darauf erschien die Arbeit von DOLLFUS über die aquitanische Stufe (Bull. des services de la carte géol. de la France, Nr. 124, Tome XIX, Paris 1909), worin die ganzen oberen Schichten für oligocän erklärt werden, eine Ansicht, für die dann alsbald STEUER eintrat.

Diese Arbeit von DOLLFUS ist insofern von großem Wert, als nunmehr auch DOLLFUS das marine Aquitanien (in seiner von MAYER ursprünglich festgelegten Abgrenzung) als Basis des Miocäns ansieht und damit den Anschauungen von FUCHS, FALLOT, DE LAPPARENT, SACCO beitrifft, Anschauungen, die aber vorher zugunsten der Ansicht vom oligocänen Alter des Aquitanien zurückgedrängt worden waren. Damit sagt DOLLFUS nur das, was TH. FUCHS schon lange ausgesprochen und begründet hatte. Während also DOLLFUS dem marinen Aquitanien seinen richtigen Platz anweist, beseitigt er die



irrtümliche Auffassung über das Alter der lakustren Äquivalente dieser Stufe vielerorts nicht, sondern vergrößert im Gegenteil den Fehler noch, indem er z. B. die oberen Schichten des Mainzer Tertiärs, die rheinische Braunkohlenformation und das Untermiocän der Rhön dem Oberoligocän einverleibt und für älter als das marine Aquitanien ansieht. Die Fehlschlüsse, die hier vorliegen, sollen weiter unten ausführlicher zur Darstellung gelangen, denn in der Tat sind diese Schichten dem Aquitanien zeitlich gleichzusetzen<sup>1)</sup>.

Bald nach dem Erscheinen der DOLLFUSSschen Studie, die viel wertvolles Tatsachenmaterial enthält, wiederholte ich den von SANDBERGER und BOETTGER in ausführlicher Weise ausgeführten Vergleich der Conchylien unserer Cerithiensichten mit denen des französischen Untermiocäns und kam ebenso wie jener Forscher zu dem Ergebnis, daß der Cerithienkalk ein Äquivalent der aquitanischen Stufe sei. Das französische Vergleichsmaterial dazu wurde mir durch die Güte der Herren KINKELIN und DREVERMANN überlassen.

So weit die Beobachtungen und Grundlagen, auf die sich meine Schlußfolgerungen stützen. Ich hebe sie absichtlich hervor, weil namentlich Herr STEUER auf diese und viele andere ältere Beobachtungen in seiner Publikation nicht eingegangen ist.

Wenn man sich über die Altersfragen im Mainzer Becken ein richtiges Bild machen will, so ist es nicht ohne Interesse, den historischen Werdegang der verschiedenen Auffassungen zur Darstellung zu bringen.

SANDBERGER klassifizierte:

Untermiocän	Hydrobienkalk Corbiculakalk Cerithienkalk
Oberoligocän	Cyrenenmergel (und Schleichsande)
Mittelloligocän	Septarienton Meeressand

V. KOENEN kam nun zu dem Ergebnis, daß die Fauna von Elsheim (Schleichsand, Oberer Meeressand) mittelloligocän sei, und zog infolgedessen den darüberliegenden brackischen

<sup>1)</sup> Es ist denkbar, daß diese oberen Hydrobienschichten sogar noch Burdigalien sind, wie das MAYER zuerst annahm (nach DOLLFUS infolge eines „erreur inexplicable“).



Cyrenenmergel auch noch zum Mitteloligocän, indem er geltend machte, der Cyrenenmergel sei nicht von den darunterliegenden Schleichsand (Elsheimer Meeressand) zu trennen.

Der Vortragende ist aber der Ansicht, daß sich der echte Cyrenenmergel mit *Cyrena semistriata* (= *C. convexa*) und den zahlreichen Süßwasser- und Braunkohleneinlagerungen sehr wohl von den darunterliegenden marinen Elsheimer Meeresschichten abtrennen läßt. Die Gültigkeit dieser Zweigliederung der „Cyrenenmergelgruppe“ ist von GROOSS (dessen Arbeit von Herrn STEUER auch nicht berücksichtigt worden ist) für das nördliche Rheinhessen, von KOCH für das Rheingaugebiet und von BOETTGER und KINKELIN für die Frankfurter Gegend erwiesen worden. Trotzdem erkennt Herr STEUER die Allgemeingültigkeit dieser Zweigliederung nicht an und sagt, der Cyrenenmergel bilde mit dem Elsheimer Meeressand ein durchaus zusammengehöriges Ganze und müsse wie dieser zum Mitteloligocän gezogen werden.

Ob die Elsheimer Fauna mittel- oder oberoligocän ist, wage ich nicht zu entscheiden; daß aber der echte Cyrenenmergel oberoligocän ist, glaube ich mit Bestimmtheit annehmen zu dürfen. Seine Fauna besteht aus zweierlei Elementen: 1. aus marinen Formen, die sich mehr oder weniger dem Brackwasser anpassen konnten und norddeutschen Charakter haben, und 2. aus marinen und Brackwasserformen, die auch im französischen Oberoligocän vorhanden sind.

Durch den Vergleich der Faunen bin ich zu der Ansicht gelangt, daß viele der erstgenannten marinen Formen hauptsächlich solche sind, die nicht nur im norddeutschen Mitteloligocän, sondern auch im Kasseler Oberoligocän auftreten. Warum nun diese Formen gerade hier für Mitteloligocän sprechen sollen, ist nicht einzusehen, da sie ja in gleicher Weise im Oberoligocän auftreten. Solche Formen habe ich aufgezählt in den Verh. d. Naturhistor. Vereins d. preuß. Rheinl. und Westf. 67, 1910, S. 254.

Zweitens kommt die erwähnte wichtige Tatsache hinzu, daß der andere Teil der marinen Arten und namentlich die Brackwasserformen zum großen Teil dieselben sind, die u. a. das französische Oberoligocän charakterisieren; dazu gehören z. B. *Potamides plicatus* var. *Galeotti*, *Potamides Lamarcki*, *Tympanotomus margaritaceus*, *Hydrobia Dubuissoni* und *H. helicella*, *Cytherea incrassata*, *Perna Sandbergeri*, *Avicula stampinensis*; dazu kommen noch *Murex conspicuus* und *Bulla turgidula*.

Ich stelle danach den Cyrenenmergel in das Niveau der Sande von Ormoy des Pariser Beckens und der Molasse de l'Agenais des französischen Südwestens und der Kasseler Meeressande (Chattien [FUCHS], Kassilien [DOLLFUS]) und nicht in das Mitteloligocän.

Drittens ist zu berücksichtigen, daß der Cyrenenmergel die oberste Schicht ist, die oligocäne, und zwar anisodactyle Anthracotherien-Arten geliefert hat<sup>1)</sup> (*Anthracotherium magnum* und *A. seckbachense* KINK.).

Diese dreierlei Tatsachen machen es erforderlich, den Cyrenenmergel als Vertreter des Oberoligocäns anzusehen, und zwar ist er ein Bindeglied zwischen dem norddeutschen und dem französischen Oberoligocän, da er Merkmale beider in sich vereinigt trägt. Was Herr STEUER für das mitteloligocäne Alter geltend machen kann, ist nur die angebliche Unzertrennbarkeit von den darunterliegenden (? mitteloligocänen) Elsheimer Meeresschichten.

Nachdem nun Herr v. KOENEN den Cyrenenmergel eine Stufe tiefer gestellt hatte, blieb als Äquivalent des Oberoligocäns eben nur der Cerithienkalk übrig. Dafür schien zu sprechen, daß eine Anzahl von Fossilien des Cyrenenmergels in die (unteren) Cerithienschichten übergeht, so z. B. *Cyrena convexa*, *Cytherea incrassata*, *Potamides Lamarcki* u. a. Das sind aber solche, die auch in Südwestfrankreich in das untermiocäne Aquitanien hinaufreichen. Ich stimme daher Herrn STEUER nicht bei, wenn er sie als beweisend für ein oberoligocänes Alter anführt. Solche überlebenden Formen beweisen ebensowenig ein oligocänes wie ein miocänes Alter.

Zugleich sprach auch Herr v. KOENEN die Ansicht aus, die „Cerithiensande“ der südlichen Wetterau seien wohl ein direktes Äquivalent des oberoligocänen Meeressandes von Kassel.

Eine weitere Stütze erhielt die Ansicht vom oligocänen Alter des Cerithienkalkes durch den vornehmlich durch BOETTGER ausgeführten Vergleich mit der aquitanischen Stufe des französischen Südwestens. Denn damals galt das dortige Aquitanien eben noch als „Oberoligocän“. Noch zuletzt war BOETTGER der Ansicht, daß unser Cerithienkalk dem „Ober-

---

<sup>1)</sup> Wenn DOLLFUS (Bull. soc. géol. de France, 4. série, X, 1910) sagt: „On a trouvé à Weisenau des ossements d'*Anthracotherium minus*“, so liegt dem offenbar eine Verwechslung zugrunde. Ein solcher Fund ist bis jetzt noch nicht gemacht worden. Ausgeschlossen ist jedoch nicht, daß er noch gemacht wird, da *A. minus* ja auch in den untermiocänen Schichten von Rott vorgekommen ist.

oligocän von Bordeaux“<sup>1)</sup> zeitlich unbedingt gleichzusetzen sei. Nachdem nun dieses als Untermiocän wieder anerkannt worden ist, wäre es doch die logische Folge gewesen, daß man auch den damit altersgleichen Cerithienkalk in diese Stufe zurückgestellt hätte, zumal man nicht einmal den Versuch gemacht hat, die früher von SANDBERGER und BOETTGER (auf Grund eingehender Untersuchungen!) gezogene Parallele mit dem Aquitanien zu widerlegen. Daß man trotzdem den Cerithienkalk im Oligocän belassen hat und sogar noch die Hydrobienschichten in diese Stufe stellte, ist in Anbetracht der Untersuchungen SANDBERGERS und BOETTGERS ganz und gar nicht einzusehen, ganz abgesehen von den stratigraphischen Verhältnissen im allgemeinen, die mich zuerst auf ein untermiocänes Alter des Cerithienkalkes geführt hatten. Man wird mir wohl die Berechtigung zuerkennen müssen, wenn ich der Ansicht bin, daß die neuesten Altersbestimmungen in jeder Beziehung unzureichend begründet sind, und daß es nur von Vorteil sein kann, sich kräftig dagegen zu wehren. Solange eine umfassende Begründung fehlt, bleibt man besser bei der alten Ansicht.

Um so mehr muß man das tun, als das Mainzer Tertiär vielfach als Vergleichsobjekt zur Altersbestimmung herangezogen worden ist. Wenn also hier Fehler vorliegen, so werden sie in immer weitere Gebiete hineingetragen oder sind vielmehr bereits hineingetragen worden. Dafür nur zwei Beispiele: Erst vor kurzem stellte FRAAS die schwäbischen Rugulosenkalke — von der richtigen Voraussetzung ausgehend, daß sie mit unseren Cerithienkalcken gleichaltrig sind — in das Oberoligocän, während sie bisher als untermiocän gegolten hatten. Auch die Baseler Tertiärbildungen wurden auf Grund der v. KOENENSchen Änderungen in der Klassifikation des Mainzer Tertiärs in ihrer Altersstellung abgeändert.

Durch die frühere Ansicht vom oligocänen Alter der aquitanischen Stufe, durch die Änderungen in der Auffassung der Mainzer Tertiärbildungen, durch die Anerkennung des französischen Schemas ist eine erhebliche Verschiebung in der regionalen Tertiärstratigraphie eingetreten, die zu beseitigen es vieler eingehender Untersuchungen bedarf.

---

<sup>1)</sup> BOETTGER bezeichnet das „Oberoligocän von Bordeaux“ auch als „Oberoligocän von Saucats“. Damit meint er aber aquitanische Schichten, deren Typ nach DOLLFUS im „vallon de Saucats“ aufgestellt worden ist. Der eigentliche Fundort „Saucats“ bezieht sich aber auf Burdigalien. Das kann BOETTGER unmöglich im Auge gehabt haben, da er ja von einem „Oberoligocän von Saucats“ spricht.

Und nun noch einige Worte über das Alter der Dinotherien-(Hipparion-)sande. SANDBERGER hatte sie als unterpliocän bestimmt, eine Ansicht, für die sich neuerdings ein stratigraphischer Beweis, d. i. der Zusammenhang mit den „Kieseloolithschottern“ des Niederrheins, deren pliocänes Alter durch die unmittelbare Verknüpfung mit marinem Pliocän in Holland sichergestellt ist, finden ließ<sup>1)</sup>.

Nichtsdestoweniger erklärte sie DOLLFUS zuerst für untermiocän; er sagt<sup>2)</sup>: „Les sables d'Eppelsheim . . . appartiennent certainement d'après leur faune au miocène inférieur, au Burdigalien.“ Unmittelbar darauf stellte sie DOLLFUS — „influencé par la présence de beaucoup d'espèces du Miocène moyen, par l'indication de l'*Anthracotherium magnum* qui y a été signalé à tort — in das Mittelmiocän (Helvétien) und nun zuletzt in das Obermiocän (Tortonien) (s. Résumé sur les terrains tertiaires de l'Allemagne occidentale. Le Bassin de Mayence. Bull. soc. géol. de France 1910, S. 623).

Bald nach dem Erscheinen der ersten DOLLFUSSschen Arbeit über die aquitanische Stufe sprach auch Herr STEUER die Ansicht aus, daß ein pliocänes Alter für die Dinotheriensande nicht richtig sei; man müsse ihnen ein obermiocänes, wenn nicht gar ein mittelmiocänes Alter zuschreiben, und zwar stützte sich Herr STEUER dabei auf nicht näher bezeichnete „geologische Gründe“. Das hatte doch zur Voraussetzung, daß meine Parallelisierung mit den Kieseloolithschottern nicht richtig sein konnte, oder aber man hätte auch die Kieseloolithschotter — wie das DOLLFUS tut — für miocän ansehen müssen. Aber da weder das eine noch das andere auf Grund zahlreicher Beobachtungen möglich ist, war ich sehr interessiert, die „geologischen Gründe“ des Herrn STEUER kennen zu lernen. In diesem Vortrag stellte ich daher eine diesbezügliche Anfrage an Herrn STEUER, der dann in der Diskussion antwortete, er wolle seine Gründe nicht voreilig veröffentlichen, da er sie erst noch durch weitere Aufnahmen im Maßstab 1:25 000 vervollständigen müsse.

Wenn wir uns also an die Tatsachen halten wollen, müssen wir eben nach wie vor den Dinotherien- oder Hipparionsanden ein altpliocänes Alter zuschreiben und wir freuen uns, darin

<sup>1)</sup> C. MORDZIOL: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, Bd. 28, S. 121—130. — C. MORDZIOL: Über eine Verbindung des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Ber. des Niederrhein. Geol. Ver. in Verh. d. Naturhist. Ver. Bonn 1907.

<sup>2)</sup> Essai sur l'étage aquitanien (s. o.) S. 93.

mit den Ergebnissen der sorgfältigen paläontologischen Forschungen SCHLOSSERS in vollem Einklang zu stehen.

Zum Schluß noch eine Bemerkung: Nach der französischen Auffassung soll *Helix Ramondi* eben sowie das Genus *Anthracotheurium* ausschließlich auf das Oligocän beschränkt sein. Nach meinem Dafürhalten verfährt man hierbei zu schematisch. *H. Ramondi* charakterisiert m. E. sowohl das oberste Oligocän als auch das tiefste Miocän.

Ebenso reicht nach meinem Dafürhalten das Genus *Anthracotheurium* als *Microbunodon minus* eben noch ein wenig in das tiefste Miocän hinein (s. Rott).

Besonders wertvoll zur Klärung dieser Verhältnisse sind die säugetierpaläontologischen Untersuchungen STEHLINS. STEHLIN selbst ist jedoch bezüglich der Altersbestimmung Anhänger der französischen Schule.

Wenn ich die stratigraphischen und conchyliologischen Tatsachen als ausreichenden Beweis für ein untermiocänes Alter der oberen Schichten des Mainzer Tertiärs bis zum Beweise des Gegenteils anerkenne — was meine Überzeugung ist — so kann ich nicht umhin, der mit Weisenau altersgleichen Fauna von St.-Gérand-le-Puy ebenfalls ein untermiocänes Alter zuzuschreiben.

Auch hierin stimme ich mit SCHLOSSER überein, der z. B. noch jüngst in der Neuauflage des ZITTELSchen Lehrbuchs (II. Abt. Vertebrata) seinen Standpunkt klar zum Ausdruck gebracht hat. Ich freue mich, daß seine säugetierpaläontologischen Ergebnisse mit meinen stratigraphischen und conchyliologischen Anschauungen übereinstimmen, und erblicke darin eine willkommene Stütze für die Berechtigung meiner Altersbestimmung der tertiären Stufen des Mainzer Beckens.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren STEUER, OPPENHEIM, FLIEGEL, KOERT, DREVERMANN, MORDZIOL.

Herr PAUL OPPENHEIM erklärt, er hätte es vorgezogen, in dieser Frage, mit welcher er sich seit einiger Zeit, angeregt durch die Publikationen von G. DOLLFUS<sup>1)</sup>, eingehender beschäftigt, hier noch nicht das Wort ergreifen zu brauchen. Denn er ist weit entfernt, die Kenntnis der einschlägigen Ver-

---

<sup>1)</sup> Essai sur l'Étage Aquitainien. Bulletin des Services de la Carte géologique de France XIX, 124 und Résumé sur les Terrains Tertiaires de l'Allemagne occidentale, Paris 1909. B. S. G. F. (IV), 10, Paris 1910, S. 582 ff.



hältnisse für so eindeutig und einwandfrei zu halten, wie dies nach der Ansicht der beiden Vorredner der Fall zu sein scheint. Als erschwerend tritt hier bei der Diskussion vor allem die Frage der Nomenklatur hinzu, denn es läßt sich leicht nachweisen, daß in den meisten Fällen die Autoren unter den einzelnen Unterabteilungen der Tertiärgliederung verschiedene Begriffe zusammengefaßt sehen wollen, daß z. B. das Oberoligocän des einen nicht das des anderen ist, und in neuerer Zeit haben selbst die bestimmter umgrenzten Namen der einzelnen Stufen MAYER-EYMARS ihren Begriff und ihre Ausdehnung derartig verändert, daß auch hier nähere Erklärungen über das, was der betreffende Autor mit diesem Namen bezeichnen will, meist notwendig geworden sind. Dies trifft besonders für den Begriff Aquitanien zu, und man muß bei dieser Gelegenheit hervorheben, daß die Diskussion über Wesen und Ausdehnung dieser Stufe nicht, wie einer der Herren Vorredner behauptete, auf Herrn DOLLFUS zurückzuführen ist, sondern auf THEODOR FUCHS<sup>1)</sup>, und daß die Kenntnis der, wenn auch räumlich etwas beschränkten, so doch inhaltlich um so wichtigeren Veröffentlichung des letzteren doch weiter verbreitet war, als dies DOLLFUS meint<sup>2)</sup>. Ich habe diesen, wie erwähnt, hochwertigen Aufsatz von FUCHS in meinen eigenen Publikationen wiederholt hervorgehoben<sup>3)</sup>. Auch BLANCKENHORN hat dies u. a. getan, und ich kann daher Herrn DOLLFUS nicht zugeben, daß diese Arbeit so stillschweigend abgetan gewesen wäre. Nun hat DOLLFUS zweifellos das große Verdienst, die Frage des Aquitanien auf breiterer Unterlage und mit größerer Kenntnis der Verhältnisse des westlichen Europa neu aufgeworfen und erörtert zu haben. Es dürfte indessen auch heute kaum die Diskussion über diese Stufe mit der DOLLFUSSchen Arbeit erschöpft sein. Abgesehen von einer Reihe von offenkundigen Unrichtigkeiten, die diese sowohl wie die dann folgende über das Mainzer Becken enthält, wie z. B. die gänzlich mißverstandenen und irreführenden Bemerkungen über das Tertiär von Siebenbürgen<sup>4)</sup>, ist doch nur ein gewisser Teil der mög-

<sup>1)</sup> Tertiärfossilien aus den kohlenführenden Miocänablagerungen der Umgegend von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten „Aquitanischen Stufe“. Mitt. aus dem Jahrbuch der k. ungarischen geologischen Anstalt X, Budapest 1894, S. 163 ff.

<sup>2)</sup> a. a. O. (Allemagne occidentale) S. 624: „dans une note ancienne peu connue“.

<sup>3)</sup> Vgl. besonders meinen Aufsatz über Fauna und Stellung der Schioschichten. Diese Zeitschrift 55, 1903, S. 136.

<sup>4)</sup> a. a. O. (Allemagne occidentale) S. 624.



licherweise zum Aquitanien gehörenden Vorkommnisse herangezogen und sind sowohl die Verhältnisse in Italien wie am nördlichen Alpenrande, in Ungarn und Siebenbürgen kaum gestreift worden. Ohne jede Erörterung blieb die von mir in meinem Aufsätze über die Stellung der Schichten von Schio aufgeworfene Frage<sup>1)</sup>, ob es sich nicht vielleicht doch für die aquitanische und chattische Stufe um zwei verschiedene Facies handeln könnte, derart etwa, daß im Norden Europas und in den mit den nördlicheren Meeren in Beziehung stehenden Gebieten noch die oligocäne Fauna fort dauern könnte, während gleichzeitig vom Westen her der Einbruch der neogenen Senegalfauna erfolgte. Es könnte dadurch für die nördlicheren Bereiche ein höheres Alter vorgetäuscht werden, während in Wirklichkeit hier nur die ungestörte Fortdauer alter, durch Einwanderung nicht unterbrochener Verhältnisse den oligocänen Habitus hervorrufen würde. Derartige Verhältnisse sind ja häufig an der Grenze verschiedener Abschnitte der Erdgeschichte zu beobachten, und stets hat der Teil das modernere Gepräge, wo die marine Transgression zuerst einsetzt. Ich möchte meinen, daß sich so z. B. die Tithonfrage erklärt, nur daß sich hier umgekehrt die Einwanderung zuerst auf der nördlicheren Seite vollzog. In jedem Falle spielen die neuen größeren Verschiebungen zwischen Land und Wasser und die umgestaltend wirkenden Einwanderungen neuer Formen bei diesen Fragen eine größere Rolle als die langsame Umformung der Fauna in dem gewohnten Milieu, und in keiner Periode ist dies wohl klarer als während des Tertiärs, wo durchgreifende Veränderungen des stationären Bevölkerungs doch nur recht selten und meist in Binnenbecken beobachtet wurden, während umgekehrt plötzlich ein nur durch Einwanderung zu erklärendes Gefolge neuer Formen erscheint, deren Gepräge mit Recht in Zusammenhang gebracht worden ist mit der jetzigen Bevölkerung der großen Meeresteile, wie denn dieser Gesichtspunkt gerade von DOLLFUS in verschiedenen seiner so bedeutsamen Publikationen mit bewundernswerter Klarheit hervorgehoben ist<sup>2)</sup>. Ich glaube also, daß diese Möglichkeit, daß Aquitanien und chattische Stufe sich trotz ihrer auffallenden faunistischen Verschiedenheit dennoch zeitlich entsprechen könnten, bei der weiteren Vertiefung der Frage nicht außer acht gelassen werden darf, wie ich bereits

---

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 208.

<sup>2)</sup> Vgl. besonders: Une coquille remarquable des Faluns de l'Anjou *Melongena cornuta* AGASSIZ sp. (*Pyruca*). Bull. de la Soc. d'Études scientifiques d'Angers 1887.

früher in meiner vielleicht bei diesem Gegenstand mehr zu berücksichtigenden Arbeit über die Schichten von Schio ausgeführt habe. Rein formell betrachtet müßte natürlich dem Oberoligocän, wenn es sich zeitlich als verschieden von der aquitanischen Stufe als deren Vorläufer wirklich herausstellen sollte, der von FUCHS bereits 1894 vorgeschlagene Namen chattische Stufe verbleiben, denn ich vermag nicht einzusehen, weshalb der von DOLLFUS gewählte Name Kassélien „von leichterem Verständnis“ sein sollte<sup>1)</sup>. Derjenige, welcher den Namen der Chatten, nach welchen FUCHS doch ganz augenscheinlich seinen Ausdruck geprägt hat — das „croyons-nous“ bei DOLLFUS verstehe ich nicht recht — und dessen Bedeutung und Geschichte jedes Konversationslexikon enthält, nicht kennen sollte, dürfte auch in der Geographie voraussichtlich nicht stark genug sein, um den Namen und die Lage der Stadt Kassel zu kennen, oder vielmehr bin ich davon überzeugt, daß unter den Fachgenossen aller Nationen beide Namen gleich geläufig sein dürften. Ich sehe ganz davon ab, daß bei dem Ausdruck Kassélien eine Verwechselung mit der nordfranzösischen Stadt Cassel, einem bekannten Fundpunkte des nordfranzösischen Grobkalkes, nicht ganz ausgeschlossen sein könnte.

Was die Stellung der oberen Schichten im Mainzer Becken nun anlangt, so muß diese früher so viel umstrittene Frage, bei deren Beantwortung die kompetentesten Beurteiler fortdauernd geschwankt haben, nochmals einem sehr eingehenden Studium unterworfen werden, bei welchem neben der Berücksichtigung aller stratigraphischen und faunistischen Elemente auch die Wirbeltierfauna nicht in letzter Linie mithेरanzuziehen ist. Mit Sicherheit beantwortet ist diese Frage weder nach der einen noch nach der anderen Richtung hin, während die lokalen Horizonte selbst im Mainzer Becken bereits seit langem im wesentlichen unumstößlich feststehen, so daß auch vielleicht hinsichtlich der geologischen Karte eine Verwendung der Lokalnamen ohne Fixierung der allgemeinen Beziehungen vorzuziehen sein würde. Jedenfalls ist die Zugehörigkeit des gesamten oberen Komplexes zum Oligocän noch durchaus nicht bewiesen, wenn sie auch an sich keine Unmöglichkeit darstellt. Ich glaube allerdings persönlich, daß die Cerithienschichten mit

---

<sup>1)</sup> DOLLFUS in B. S. G. F. (IV), 10, 1910, S. 624—625: „mais notre nom plus moderne reste d'une intelligence plus facile et plus précise et nous croyons qu'il y aurait intérêt à le maintenir de préférence“.

dem Landschnecken-Kalke aller Wahrscheinlichkeit nach noch dem oberen Oligocän angehören dürften, da die marinen Formen dieser Bildung im wesentlichen doch die gleichen der früheren Horizonte sind, und da wir bei dem starken Zurückweichen des Meeres nach Norden hin während des unteren Miocäns und bei der andererseits vorhandenen starken Transgression des norddeutschen Oberoligocäns uns weit eher ihre Anwesenheit als Reste der letzteren erklären können. Andererseits hat die Flora und Fauna der Hydrobienschichten doch schon ein sehr modernes Gepräge und dürfte daher wahrscheinlich wohl schon dem Miocän angehören. Die Grenze zwischen Oligocän und Miocän dürfte hier wohl ebenso schwer zu ziehen sein wie in anderen Fällen, wo sie lückenlos verläuft. Von einer scharfen Trennung beider Perioden, wie sie von den Vorrednern betont wurde, kann wohl nur in den seltensten Fällen die Rede sein, jedenfalls aber nie dort, wo, wie hier, eine lückenlose Entwicklung vorwaltet.

Wenn somit die Altersfrage der oberen Schichten im Mainzer Tertiär nach Ansicht des Redners noch eingehender Vorarbeiten bedarf, um eine allseits befriedigende Lösung zu finden, so scheinen die Verhältnisse nicht so zu liegen hinsichtlich der jüngsten Tertiärbildungen unseres Gebietes. Die Säugetierfauna der Sande von Eppelsheim, die im wesentlichen durch *Hipparion gracile* charakterisiert wird, findet ihre Analoga an so vielen stratigraphisch wohlcharakterisierten Punkten unseres Planeten, daß über den Ort, wo sie in der Schichtenreihe einzuschieben ist, wohl kaum ein Zweifel obwalten dürfte. Die Verhältnisse im Rhônetal im südlichen Frankreich zeigen zur Evidenz, daß sie jünger ist als das marine Tortonien, und daß sie daher im wesentlichen der pontischen Stufe angehören dürfte. Es liegt also wohl sicher ein bedeutender zeitlicher Zwischenraum zwischen den Hydrobienkalken und diesen Eppelsheimer Sanden. Ich begreife also nicht, wie DOLLFUS diese Sande in seinem Aufsätze über das Aquitanien dem Burdigalien, also sehr tiefen Miocänschichten, zuweisen will<sup>1)</sup>. Es müßte denn die Erklärung darin liegen, daß er *Hipparion* sicher unrichtig schon aus den Cerithienschichten angibt<sup>2)</sup>, also aus einer Periode, wo dieser Vorläufer unseres heutigen Pferdes, soweit die Paläontologie der Säugetiere überhaupt ernsthaft

1) a. a. O. S. 93: „Les sables d'Eppelsheim à *Dinotherium* ravinent en discordance toute la série calcaire, ils appartiennent certainement d'après leur faune au miocène inférieur, au Burdigalien.“

2) Ebendort auf gleicher Seite.

zu nehmen ist, gar nicht existiert haben kann. In dem zweiten Aufsatze hat DOLLFUS die Sande von Eppelsheim in das Tortonien gestellt und sie für ein wenig älter als Pikermi erklärt<sup>1)</sup>. Er stützt sich dabei auf das Vorhandensein von *Dryopithecus* und den letzten Amphicyonen, Bestimmungen, deren Richtigkeit nachzuprüfen ich augenblicklich nicht in der Lage bin. Jedenfalls ist mir nicht bekannt, daß *Hipparion* bisher unterhalb der pontischen Stufe nachgewiesen wurde. Ob man die letztere noch dem Miocän oder schon dem Pliocän zuweisen soll, ist eine oft und zumal von NEUMAYR<sup>2)</sup> eingehender diskutierte Frage. Es verdient jedenfalls bemerkt zu werden, daß die Verhältnisse in Griechenland und Kleinasien dafür sprechen würden, den Schichten mit *Hipparion* ein verhältnismäßig jugendliches Alter zuzuweisen und sie schon dem Pliocän anzugliedern<sup>3)</sup>.

Herr G. FLIEGEL bemerkt im Anschluß an den Vortrag des Herrn C. MORDZIOL das Folgende:

Die Frage nach der Lage der Oligocän-Miocän-Grenze im Mainzer Becken kann heut als endgültig gelöst wohl noch nicht angesehen werden. Es muß bezweifelt werden, ob eine rein paläontologische Methode bei der besonderen faziellen Entwicklung der Schichtenfolge im Mainzer Becken geeignet ist, hier die Entscheidung zu bringen. Jedenfalls wird der von Herrn MORDZIOL und vor ihm von G. STEINMANN eingeschlagene Weg, das Mainzer Becken-Tertiär zu dem des Niederrheinischen Tieflandes in Parallele zu bringen, zur endgültigen Lösung der Frage beitragen können.

Denn hier, in verhältnismäßig geringer räumlicher Entfernung vom Mainzer Becken, ist eine klare tertiäre Schichtfolge vorhanden. Ich darf daran erinnern<sup>4)</sup>, daß der untermiocäne Hauptbraunkohlenhorizont des Niederrheinischen Tieflandes das marine Ober-Oligocän in einwandfreien Profilen überlagert, und daß er außerhalb des Verbreitungsgebietes des marinen Ober-Oligocäns von den am Mittelrhein weit nach

<sup>1)</sup> In B. S. G. F. (IV), 10, S. 623.

<sup>2)</sup> Vgl. z. B. Erdgeschichte II, S. 526 — 527. — Über den geologischen Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungtertiären Binnenablagerungen des Archipels. Denkschr. der K. Akad. der Wissensch. Math.-Nat. Kl. XL, Wien 1879.

<sup>3)</sup> Vgl. darüber meine Ausführungen in dieser Zeitschr. 58, 1906, S. 116 ff.

<sup>4)</sup> G. FLIEGEL: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandl. Geol. Landesanstalt, N. F. 61, Berlin 1910.

Süden verfolgten Quarzkiesen der Vallendarer Stufe, die man demnach als Ober-Oligocän wird ansprechen müssen, unterlagert wird. Dabei kann hinsichtlich der stratigraphischen Stellung der Fauna von Rott kein Zweifel sein, daß sie gleich an der Basis<sup>1)</sup> des untermiocänen Hauptbraunkohlenhorizonts auftritt.

Ist die von mir am Niederrhein während der letzten Jahre gewonnene Anschauung vom oberoligocänen Alter der Vallendarer Stufe richtig, so würden die Cerithienschichten, wenigstens in ihren tieferen Parteen wohl doch noch Oberoligocän, die jüngeren Schichten aber Miocän sein. Wir kämen dann der von KOENENSchen Gliederung etwas näher und müßten uns damit zufrieden geben, daß eine natürliche Oligocän-Miocän-Grenze im Mainzer Becken nicht besteht.

Was die Stellung der Eppelsheimer Sande des Mainzer Beckens betrifft, so kann dem zuerst von Herrn DOLLFUS gemachten Versuch, sie ins Miocän zu versetzen, nicht beigestimmt werden, wenn auch hier Herr STEUER, allerdings unter manchem Vorbehalt, dafür eingetreten ist. Auch für die stratigraphische Stellung dieser Schichten scheint mir — in Übereinstimmung mit C. MORDZIOL — ein Blick auf die entsprechenden Schichten des Niederrheinischen Tieflandes von entscheidender Bedeutung zu sein: Die Eppelsheimer Sande zeigen in ihrer petrographischen Beschaffenheit weitgehende Ähnlichkeit mit den Kieseloolithschichten des Niederrheins. Nachdem E. KAISER diese letzteren dem Rheintale entlang südlich bis Koblenz nachgewiesen und Herr MORDZIOL das verbindende Glied zwischen ihnen und den Eppelsheimer Sanden des Mainzer Beckens in der Gegend von St. Goar aufgefunden hat, steht m. E. fest, daß die Dinotheriensande stratigraphisch den Kieseloolithschichten des Niederrheinischen Tieflandes entsprechen. Man wird also die Eppelsheimer Sande nur dann ins Miocän versetzen dürfen, wenn es gelingt, das bisher angenommene pliocäne Alter der Kieseloolithschichten zu widerlegen.

In dieser Hinsicht kann ich es mir versagen, auf alle die Gründe von neuem einzugehen, die das pliocäne Alter der Kieseloolithschichten mehr oder minder wahrscheinlich gemacht haben.

Der wichtigsten einer, der von C. MORDZIOL erbrachte Nachweis der Zusammengehörigkeit von Dinotherien- und Kiesel-

---

<sup>1)</sup> Auf die abweichende Meinung von W. KRANZ (Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. S. 233) komme ich demnächst zurück.



oolithschichten, muß heut freilich, wo ja gerade das pliocäne Alter der ersteren bestritten wird, aus der Erörterung ausscheiden. Desto wichtiger ist aber unter diesen Umständen die Tatsache, daß die Kieseloolithschichten im Niederrheinischen Tieflande, wie ich neuerdings beobachten konnte und hier in Kürze mitteilen möchte, ähnlich wie in den Niederlanden<sup>1)</sup> zweifellos marines Pliocän überlagern:

In einer von mir beantragten Bohrung der Geologischen Landesanstalt Berlin ist in Nütterden bei Kleve, also im Niederrheinischen Tieflande, unter 41 m Diluvium und 27 m weißem Quarzsand der Kieseloolithschichten mariner Grünsand erbohrt worden. Meine Vermutung, daß die darin aufgefundene Fauna pliocän sei, wurde von Herrn Prof. OPPENHEIM, der die Bearbeitung freundlichst übernommen hat, vollauf bestätigt. Um der hierüber bevorstehenden Veröffentlichung nicht vorzugreifen, beschränke ich mich aus diesem ersten Nachweis von marinem Pliocän auf deutschem Boden auf die Schlußfolgerung, daß die Kieseloolithschichten im nördlichen Niederrheinischen Tieflande jungpliocänes Alter haben. Weiter im Süden, in der Niederrheinischen Bucht, sind sie nach ihrer Flora<sup>2)</sup> altpliocän, indem dem marinen Pliocän des Nordens im Süden fluviatile Aufschüttungen entsprechen, wie das von P. TESCH<sup>1)</sup> angenommen wird. Aufschlüsse, die das letztere beweisen — eine Wechsellagerung unterpliocäner Meeresande mit Kieseloolithschichten — sind freilich noch nicht gemacht worden. Keinesfalls aber haben wir bisher einen Anhalt dafür, daß die Kieseloolithschichten im Süden bis ins Miocän hinabreichen könnten. Das ist u. a. auch deshalb sehr unwahrscheinlich, weil dann der Rhein in der ganzen Pliocänzeit im Rheinischen Schiefergebirge keine andere Arbeit als den verhältnismäßig geringen Erosionseinschnitt von der Kieseloolith- bis zur ältesten Diluvialterrasse geleistet hätte.

Diese am Niederrhein gewonnenen Tatsachen müssen bei der Beurteilung der stratigraphischen Stellung der Dinotheriensande des Mainzer Beckens mitberücksichtigt werden und machen es m. E. nach unserer jetzigen Kenntnis unmöglich, von dem bisher angenommenen pliocänen Alter der Eppelsheimer Sande abzugehen.

<sup>1)</sup> P. TESCH: „Der niederländische Boden und die Ablagerungen des Rheines und der Maas in der jüngeren Tertiär- und älteren Diluvialzeit.“ 1908.

<sup>2)</sup> G. FLIEGEL und J. STOLLER: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin **31**, 1, S. 227, 1910.



Hierauf tritt eine Pause von etwa  $\frac{1}{2}$  Stunde ein.

Danach hält Herr FISCHER-Frankfurt a. M. einen Vortrag über die obersten Hydrobienschichten im Mainzer Becken.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren OPPENHEIM und MORDZIOL.

Im Anschluß an die Vorlegungen des Herrn FISCHER bemerkt Herr OPPENHEIM, daß ihm ähnliche Formen wie die hier im Original wie in vergrößerten Lichtbildern vorgeführten aus dem Oligocän nicht bekannt seien, daß diese dagegen, zumal die Prosotherien, lebhaft an neogene Vorkommnisse von Dalmatien und Kleinasien erinnerten. —

Hieran schließt sich an der Vortrag des Herrn F. HERRMANN-Marburg über Kalkiges Unterdevon von böhmischer Facies (Hercyn) im Rheinischen Schiefergebirge.

Im Jahre 1906 wurden von E. KAYSER<sup>1)</sup> in der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Koblenz Versteinerungen aus der hercynischen Kalkgrauwacke von Hermershausen bei Marburg vorgelegt. Diese Grauwacke entspricht durchaus der bekannten Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes und enthält, abgesehen von einigen örtlichen Abweichungen der Fauna, dieselben Versteinerungen.

Seitdem ist es gelungen, hercynische Gesteine auch weiter östlich von diesem ersten Fundort an mehreren Punkten nachzuweisen, so daß jetzt ein etwa 3 km langer, allerdings mehrfach unterbrochener und verworfener Zug hercynischer Gesteine zwischen Marburg und Hermershausen bekannt ist. Die östlichsten Vorkommen stehen etwa 1 km westlich der Damm-Mühle an einem neuen Forstwege an und zeigen eine ähnliche Mannigfaltigkeit in ihrer petrographischen und faunistischen Ausbildung wie die durch A. DENCKMANN<sup>2)</sup> Untersuchungen bekannt gewordenen Hercyngesteine des Steinhorns bei Schönaa im Kellerwald. Während aber am Steinhorn die Erbslochgrauwacke zu fehlen scheint, tritt sie hier in Verbindung mit den andern Hercyngesteinen auf, ohne daß es jedoch bisher möglich war, ihre Stellung innerhalb der Schichtenfolge in befriedigender Weise festzustellen.

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 58, Monatsber. S. 213.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. K. Pr. Geol. Landesanst. 1899.

Von den übrigen an der Damm-Mühle auftretenden Schichtengliedern des Hercyn lassen sich zwei den von A. DENCKMANN unterschiedenen vollständig vergleichen. Es ist in erster Linie ein sehr unreiner Kalk mit der typischen Fauna des böhmischen F<sub>2</sub>, der mit Sicherheit dem „unreinen Kalk mit *Rhynchonella princeps*“ A. DENCKMANNs entspricht. Außer dieser leitenden *Rhynchonella* führt der Kalk von der Damm-Mühle noch zahlreiche andere böhmische Brachiopoden und Trilobiten, von denen hier vorläufig nur *Spirifer togatus* BARR., *Pentamerus Sieberi* v. BUCH, *Cyphaspis hydrocephala* BARR. und *Dalmanites tuberculatus* A. RÖM. = *Odontochile spinifera* BARR. genannt seien. Im ganzen dürfte bis jetzt eine Fauna von etwa 20 bestimmbaren Formen aus diesem Kalke vorliegen.

Entsprechend den Angaben DENCKMANNs zeigen auch an der Damm-Mühle die Kalke die Neigung, nach oben in reinere körnige Kalke mit Brachiopoden und Zweischalern (*Conocardium*) überzugehen. Bemerkenswert ist hier das Auftreten von Capuliden. Anscheinend über den körnigen Kalken liegend, folgt ein flasriger, fast versteinerungsleerer Kalk, der petrographisch dem Schönauer Kalk A. DENCKMANNs entspricht. Gleich diesem führt er Reste eines Goniatiten, der möglicherweise mit *Agoniatites fecundus* BARR. identisch ist.

Sichere Äquivalente der Tentaculitenknollenkalke, die im Kellerwalde das Liegende der hercynischen Schichtenfolge bilden, sowie der hangenden Dalmanitenschiefer haben sich bisher nicht nachweisen lassen. Allerdings tritt im scheinbaren Liegenden auch an der Damm-Mühle ein Tentaculitenknollenkalk auf, der sogar Goniatiten führt, wie dies von den Tentaculitenknollenkalken des Steinhorns angegeben wird, jedoch ließ sich die Gleichheit beider Knollenkalken bisher nicht sicher nachweisen.

Die Analogie mit den Verhältnissen am Steinhorn wird noch dadurch erhöht, daß auch an der Damm-Mühle im Liegenden des Hercyn sicher obersilurische Gesteine auftreten, die aus einem Wechsel von Schiefern, Grauwacken und Kalken (petrographisch genau dem Densberger Kalk A. DENCKMANNs entsprechend) bestehen und offenbar den Urfer Schichten angehören. Diesen Schichten ist wahrscheinlich auch das Gestein eingelagert, in dem der Vortragende<sup>1)</sup> seinerzeit *Monograptus* nachgewiesen hat. Normales Unterdevon (Michelbacher Schichten), wie es am Steinhorn die hercynische Schichtenfolge überlagert,

<sup>1)</sup> Sitz.-Ber. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. Marburg 1908, Nr. 5.

hat sich an der Damm-Mühle bisher nicht gefunden, vielmehr scheint das Hangendste von der kalkigen Erbslochgrauwacke gebildet zu werden.

In die Diskussion greifen ein Herr MORDZIOL und der Vortragende.

Als Vorsitzender für die dritte Sitzung wird Herr KLEMM gewählt.

Schluß der Sitzung um 12 Uhr.

---

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom  
12. August 1911.

Beginn: 9 Uhr 20 Min.

Herr G. KLEMM eröffnet die Sitzung und erteilt den Herren LEPSIUS, SCHOTTLER und WOLFF das Wort zu geschäftlichen Mitteilungen.

Hierzu sprechen die Herren OPPENHEIM, WEISE, LEPSIUS und RAUFF.

**Herr F. DREVERMANN spricht über einen Schimpansen-  
schädel aus der Höhle von Steinau, Kreis Schlüchtern.**

Der Schädel ist künstlich „fossil“ gemacht und in die Höhle praktiziert worden; er würde überhaupt keine Erwähnung verdienen, wenn er nicht in der Literatur als „fossiler Schimpanse“ bereits publiziert worden wäre<sup>1)</sup>.

Die Ausgrabungen in der Höhle haben keine fossilen Tierreste geliefert, dagegen eine sehr große Zahl von Haustier-, besonders Hunderesten, deren Bearbeitung Dr. HILZHEIMER-Stuttgart übernommen hat.

---

<sup>1)</sup> Die Abstammungslehre. 12 gemeinverständliche Vorträge usw. Jena, GUSTAV FISCHER, 1911. S. 415.

Ferner gibt Herr LEPSIUS eine Erklärung ab über seine geologische Karte von Deutschland.

Herr LEPSIUS verteidigt sich gegen die Anfragen, welche ihm öfters von Kollegen gemacht wurden, warum von seiner geologischen Karte des Deutschen Reiches noch keine neue Auflage erschienen sei. Er antwortet darauf, daß er wiederholt dem Verleger Herrn JUSTUS PERTHES in Gotha vorge schlagen habe, eine neue Auflage zu drucken, daß aber bisher der Verleger wegen der hohen Kosten eines Neudruckes der 27 Kartenblätter noch nicht eingewilligt habe. Herr JUSTUS PERTHES wollte auch zunächst die topographische Grundlage der Karte im Südosten auf österreichischem Boden herstellen lassen, damit sich die Karte dort besser abrundet. —

Herr G. KLEMM sprach: Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen.

Daß die Tessiner Alpen sich in der Hauptsache aus metamorphen Sedimenten und aus granitischen Gesteinen aufbauen, darin stimmen die meisten Beobachter überein. Aber über die Verbands- und Altersverhältnisse dieser beiden Gesteinsgruppen gehen die Ansichten noch stark auseinander; und zwar neigen die meisten der Ansicht zu, die granitischen Gesteine seien älter als die metamorphen Sedimente, welche demnach nicht durch jene umgewandelt sein könnten, während ich den Granit für jünger als die Sedimente und diese für kontaktmetamorph halte.

Zur Bekräftigung dieser Anschauung führe ich Ihnen im Lichtbilde einige interessante Belegstücke vor, welche geeignet sind, die genetischen Verhältnisse der Tessiner Sedimente und Granite aufzuklären.

Die „Tremolaserie“ bei Airolo besteht aus vier durch Dolomit- und Gipslager getrennten Gruppen sedimentärer Gesteine. Zu unterst sind Amphibolite, Glimmerschiefer und untergeordnete Quarzitschiefer. Über dem ersten Gips- und Dolomitlager folgen Granatglimmerschiefer, über dem zweiten Kalkphyllite, die mit Granatglimmerschiefern und mit Zoisitphyllit wechsel lagern. Die Zoisitphyllite führen bisweilen (Nufenenpaß etc.) jurassische Belemniten. Über dem dritten Dolomitlager folgt die mächtige Schichtenreihe der Hornblendegarbenschiefer („Chenopodite“), Amphibolite und der „Soresciagneise“. Alle diese Ablagerungen sind untereinander durch ganz allmähliche Übergänge verbunden. Sie bilden keine Mulde (die

sog. „Bedrettomulde“), da kein Glied der Schichtenreihe zweimal wiederkehrt, und es ist eben wegen der ganz allmählichen Übergänge zwischen den einzelnen Schichten die Möglichkeit einer Überschiebung völlig ausgeschlossen. In diesen Hornblendegarbenschiefern nun kommen — entgegen meiner früheren Annahme — echte Aplitgänge sehr häufig vor. Die beiden im Bilde vorgeführten Vorkommen zeigen in deutlichster Weise eine Injektion der Sedimente und eine häufige Resorption derselben in der Nähe der granitischen Adern. Man kann den ganzen Komplex der Hornblendegarbenschiefer, den C. SCHMIDT nach persönlicher Mitteilung als metamorphosierte obere Trias ansieht, als durchaus durchtränkt mit granitischem Magma bezeichnen. Auf Schnitten quer zu den Strukturflächen der Garbenschiefer sieht man deutlich — wie die vorgeführten Lichtbilder zeigen —, daß die Hornblendegarben nicht nur auf den Schichtflächen liegen, sondern dieselben nach allen Richtungen hin durchkreuzen. Eine solche Struktur ist völlig unvereinbar mit der Annahme von „Dynamometamorphose“ jener Sedimente. Denn überall da, wo Krystallisationsvorgänge unter der Einwirkung eines Druckes vor sich gehen, ordnen sich die in der Ausscheidung begriffenen Krystalle genau parallel an. Dies sieht man sehr deutlich an den unter Druck auskrystallisierten Gängen von Aplit oder Granitporphyr, die entweder durch ihre ganze Masse oder nur an den Salbändern deutliche Fluidalstruktur zeigen. Diese wird hervorgebracht durch streng parallele Anordnung der Glimmerblätter, Hornblenden, Feldspate und Quarze, die stets in der Richtung der Fluidalstruktur liegen. Die Teilnehmer an den Exkursionen in den krystallinen Odenwald haben sich an einer ganzen Anzahl solcher Gänge im Aufschluß davon überzeugen können, daß die Fluidalstruktur genau parallel zum Salband verläuft und überall da, wo solche Gänge Apophysen bilden, ihre Richtung entsprechend jenen Apophysen verändert, so daß man feststellen kann, daß die Auskrystallisation jener Gänge unzweifelhaft unter dem Einfluß des Druckes erfolgte, der während ihrer Injektion und während ihrer Erstarrung herrschte. Wenn die Garbenschiefer ihre krystalline Beschaffenheit nicht kontaktmetamorpher Umwandlung verdankten, sondern der Einwirkung des Gebirgsdruckes, dann müßten die „porphyroblastischen“ Hornblenden usw. genau parallel angeordnet sein, während sie doch, wie die vorgeführten Bilder zeigen, das Gestein nach allen Richtungen hin durchspicken so wie die Chistolithen einen Chistolithschiefer. Ganz dieselbe Anordnung zeigen auch die Tremolite in dem



bekannten Dolomit vom Campolungopasse. Hier finden sich auch Schichten, die ganz erfüllt sind von kugeligen, radialstrahligen Tremolitkonkretionen. Eine solche Anordnung der Gemengteile ist nur denkbar in einem Gestein, das ohne gleichzeitige Druckwirkungen auskristallisierte, daher sind solche Strukturformen charakteristisch für kontaktmetamorphe Gesteine, bei denen alles darauf hindeutet, daß sie auskristallisierten, nachdem die Gebirgsbewegungen, welche sie an ihre Stelle brachten, aufgehört hatten.

Am Südrande des Tessiner Granitmassivs tritt der „Amphibolitzug von Jvrea“ auf, dessen Schichten vom Granit in der mannigfaltigsten und innigsten Weise injiziert worden sind. Bezüglich dieser Gesteine habe ich GRUBENMANN gegenüber (vgl. diese Monatsberichte 1911, No. 3) zu bemerken, daß ich bei ihrer Besprechung ausdrücklich die Zusammensetzung jenes Schichtensystems aus Glimmerschiefern, Amphiboliten, Calcitglimmerschiefern usw. hervorgehoben habe. (Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. d. W., math.-phys. Kl., 1906, S. 430 ff.)

Die Tessiner Granite haben zum großen Teil eine sehr deutliche Fluidalstruktur, die von den meisten Autoren als „dynamometamorph“ angesehen wird. Ich habe schon früher in meinen Berichten darauf hingewiesen, daß die Art und Weise, wie die Biotitblättchen des Granites die Quarze und Feldspate durchwachsen, dartut, daß die parallele Anordnung der Glimmerblättchen vor der Auskristallisierung der hellen Gemengteile vorhanden gewesen sein muß. Es müssen also die Bewegungen, welche jene parallele Anordnung bewirkten, sich vollzogen haben, als der Granit noch die Beschaffenheit eines zähen Teiges hatte. Als Ursache jener Struktur sehe ich ganz lokale Bewegungen an, z. B. das Einsinken von Schollen des Schiefermantels in das granitische Magma. Die primäre Entstehung der Parallelstruktur jener Granite geht aber auch aus dem Verhalten der Aplite hervor. Diese zeigen nämlich nicht selten eine deutliche Bänderung parallel zum Salband. Da nun die Aplite oft quer zur Parallelstruktur des Hauptgranites verlaufen, so verläuft auch die Parallelstruktur solcher gebänderter Aplite quer zu der des Hauptgranites. Letztere muß also bereits vor der Injektion der Aplite vorhanden gewesen sein, und da die innige Verwachsung von Aplit und Hauptgranit darauf hinweist, daß erstere noch vor völliger Erkaltung des letzteren injiziert worden sind, so geht hieraus die Ursprünglichkeit der Parallelstruktur des letzteren hervor.



Die Teilnehmer an den Odenwaldexkursionen haben mehrfach Gelegenheit gehabt, den Gegensatz von kataklastischen — nach ihrer Erstarrung durch Gebirgsdruck beeinflussten — Graniten und solchen mit primärer Parallelstruktur zu beobachten. Dieser Gegensatz äußert sich außer in der höchst ungleichmäßigen Struktur der ersteren, bei der stark gequetschte Partien mit wenig oder garnicht gequetschten bunt abwechseln, überall in einer tiefgreifenden Zersetzung und Verwitterung der kataklastischen Granite. Wer das Tessintal durchwandert, der wird aber überall den Granit in außerordentlich frischem Erhaltungszustande antreffen und wenig zerklüftet. Es fehlen zwar Rutschflächen nicht völlig, aber diese spielen nur eine so ganz untergeordnete Rolle, daß niemand sie für die Entstehung der Parallelstruktur des Tessiner Granites verantwortlich machen sollte. Die Entstehung jener Rutschflächen läßt sich wohl darauf zurückführen, daß bei der Abkühlung jener gewaltigen Granitmassen notwendigerweise ein Schwinden der Masse eintreten mußte, das in z. T. weitklaffenden Absonderungsklüften seinen Ausdruck fand. Wenn nun auch bei den Gebirgsbewegungen, welche längere Zeit nach der Intrusion des Tessiner Granites erfolgten, die Masse der Tessiner Alpen sich als ein starrer, unbewegter Klotz verhalten hat, so ist es doch leicht zu begreifen, daß sich an den weitklaffenden Absonderungsklüften hier und da kleine Rutschungen vollzogen haben, vergleichbar solchen Bewegungen, wie sie beim „Sichsetzen“ eines Gebäudes stattfinden.

Ein Zusammenhang zwischen dem Tessiner und dem Gotthard-Granit ist zwar überaus wahrscheinlich, läßt sich aber nicht direkt nachweisen, da an jener Stelle, an der beide einander am nächsten kommen, am Passo del Uomo, der vom Pioratal nach Sta. Maria am Lukmanier führt, noch ein wenige hundert Meter mächtiger Streifen von Sedimenten zwischen beiden liegt, der zu den Schichten der „Tremolaserie“ gehörend von Airolo aus nach dem Scopi hinüberstreicht. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß diese sedimentäre Masse nicht eine frei im Granit schwimmende Scholle bildet, sondern daß sie sich vor der Zerstörung der die Granitmassen des Gotthards und der Tessiner Alpen ursprünglich bedeckenden Sedimente im Zusammenhang mit diesen befand.

Gegen Osten hin ist ein Zusammenhang des Tessiner Granites mit dem der Adula direkt nachzuweisen. Bekanntlich hat hier W. FREUDENBERG beobachtet, daß am San Bernardino-Passe der Granit Schollen von Triasdolomit umschließt und in ihn eindringt, eine Beobachtung, von deren Richtigkeit ich mich selber überzeugt habe.

Im Westen hängt der „Tessiner Gneis“ ebenso unzweifelhaft mit dem „Antigoriogneis“ zusammen, und beide müssen daher gleiches Alter haben. Ich habe daher Stellung nehmen müssen zu der Behauptung von C. SCHMIDT, daß der Triasmarmor an der Alpe Lavin im Cairascatal nördlich von Varzo an der Simplonbahn „Gerölle von Antigoriogneis“ umschließe. Bei einer im Sommer 1910 gemeinsam mit Herrn E. HUGI unternommenen Exkursion zur Alpe Lavin konnten wir nun aber feststellen, daß die Geröllführung des Triasmarmors nur scheinbar statthat. Wie das nach einer Aufnahme des Herrn HUGI hergestellte Lichtbild zeigt, sind die „Gerölle“ des Antigoriogneises gar keine Gerölle, sondern aplitische Adern, die deutlich im Zusammenhang miteinander stehen. Schlägt man ein solches „Gerölle“ ab und untersucht es im Dünnschliff, so erkennt man, daß es zahlreiche kreuz und quer verlaufende in einer Marmorgrundmasse aufsetzende Aplit-äderchen enthält, die, weil sie schwerer verwittern als der Marmor, als knollige Partien bei der Verwitterung des Gesteines heraustreten und so „Gerölle“ vortäuschen. Das Vorkommen von der Alpe Lavin beweist also gerade das Gegenteil der SCHMIDTschen Behauptung, nämlich das posttriassische Alter des „Antigorio- und des Tessinergneises“.

Sehr wahrscheinlich ist mir auch die Zusammengehörigkeit des „Verampio-“ und des „Antigoriogneises“. Ersteren faßt SCHMIDT als ein ganz altes, wohl archaisches Gestein auf, das in dem Fenster von Baceno im unteren Antigoriotal zum Vorschein komme. Dies Gestein, das bei Verampio oberhalb Crodo durch einen Steinbruch gut aufgeschlossen ist, wird bedeckt von fast horizontal geschichtetem „Baceno-Schiefer“, der als jurassisch angesehen wird. Der Kontakt ist leider nicht aufgeschlossen, da an Stelle der Grenze infolge der leichten Verwitterbarkeit des Schiefers eine Vertiefung entstanden ist, in der Moränenreste liegen. Aber man erkennt doch deutlich, daß Schieferschollen z. T. stark resorbiert, in den Granit hineinragen, die dem Baceno-Schiefer im höchsten Maße ähneln. Auch hier scheint also der Granit weit jugendlicher zu sein als SCHMIDT annimmt, nämlich postjurassisch.

Die Anhänger der Dynamometamorphose messen der Tiefenstufe, in der sich ein Gestein befand, während der Gebirgsdruck umkrystallisierend auf es einwirkte, starken Einfluß auf den Grad der Krystallinität des umgewandelten Gesteines bei, so daß in der obersten Stufe nur mechanische

Deformation, in der untersten dagegen völlige Umkrystallisation erfolge. Betrachten wir nun das „schematische Profil durch die Schweizer Alpen“, das SCHMIDT in seinem Führer für die Baseler Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft auf Seite 69 in Fig. 76 veröffentlicht hat, so sehen wir, daß er für die Bündner Schiefer des Gotthardmassivs, zu denen z. B. die Sedimente bei Airolo gehören, eine ursprüngliche Überlagerung durch die ostalpine Decke und die Glarner Deckfalte annimmt, während weiter nördlich z. B. die Axendecke unter 4 Deckfalten begraben gelegen haben soll. Während nun aber die Sedimente bei Airolo unter relativ dünner Decke den höchsten Grad der Krystallinität erlangt haben, ist bei den an der Axenstraße so vorzüglich aufgeschlossenen Schichten der Axendecke, die nach SCHMIDTS Annahme unter einer viel mächtigeren Hülle über sie geschobener Decken verborgen waren, nicht das geringste Zeichen krystalliner Umwandlung wahrzunehmen, sondern nur hochgradige Katakklase, die den Sedimenten bei Airolo, wie erwähnt, ganz fremd ist. Wie ist das mit der Lehre von der Dynamometamorphose und besonders mit der Ansicht von dem Einfluß der Tiefenstufe auf die Krystallinität in Einklang zu bringen?

Übrigens sehen wir auch an anderen Stellen, daß die Tiefenstufe keinen Einfluß auf die Umkrystallisation von Gesteinen hat, so z. B. bei Innertkirchen, wo die Granite und die Sedimente, welche dort an der „Abscherungsfläche“, wie BUXTORF sie nennt, liegen, nicht um eine Spur krystalliner sind auf der Sohle des Haslitalles bei Im Hof als fast 2000 m höher am Urbachsattel und Gstellhorn. Es scheint mir nach dem, was ich bis jetzt beobachten konnte, auch in den Alpen eine Umkrystallisation der Sedimente nur da eingetreten zu sein, wo sie in Primärkontakt mit „Orthogneisen“, d. h. Graniten oder anderen Tiefengesteinen stehen, während an allen anderen Stellen auch in den Alpen Gebirgsdruck nur Zermalmung und Vernichtung etwa früher vorhandener krystalliner Struktur bewirkt hat.

Alsdann spricht Herr RAUFF dem Geschäftsführer Herrn LEPSIUS und seinen Mitarbeitern für ihre Mühewaltung den herzlichsten Dank der Versammlung aus.

Auf Antrag von Herrn FLIEGEL wird durch die Versammlung beschlossen, daß den Schriftführern ohne Verlesung der Protokolle Entlastung erteilt wird.

Der Vorsitzende schließt die diesjährige Versammlung um 10 Uhr 40 Min.

v. w. o.

HAUPT. EWALD. HORN. LEPSIUS. MEYER.

---

Protokoll der geschäftlichen Sitzung vom 11. August 1911  
in der Technischen Hochschule zu Darmstadt.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

An Stelle des an der weiteren Teilnahme verhinderten Herrn MEYER wird Herr HORN zum Schriftführer für die wissenschaftlichen Sitzungen gewählt.

Der Vorsitzende verliest den Geschäftsbericht über die beiden letzten Jahre. Danach hat die Gesellschaft seit der Hauptversammlung im September 1909 die folgenden 14 Mitglieder durch den Tod verloren:

Oberlandesgerichtsdirektor BODE in Braunschweig,  
Geh. Bergrat BÖTTGER in Halle a. S.,  
Professor Dr. O. BÖTTGER in Frankfurt a. M.,  
Privatdozent Dr. F. CORNU in Leoben,  
Geh. Regierungsrat Professor Dr. COUNCLER in Hann.-  
Münden,  
Direktor Professor Dr. GOTTSCHKE in Hamburg,  
Landesgeologe a. D. Professor Dr. R. KLEBS in Königs-  
berg i. Pr.,  
Exz. Wirklicher Geheimer Rat Professor Dr. KÜHN in  
Halle a. S.,  
Stabsarzt a. D. Dr. LANDWEHR in Bielefeld,  
Professor Dr. LUEDECKE in Halle a. S.,  
Professor Dr. PHILIPPI in Jena,  
Professor Dr. V. UHLIG in Wien,  
Geh. Bergrat WÜRTTENBERGER in Kassel,  
Professor ZECH in Halberstadt.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen von den Plätzen.

Die Mitgliederzahl betrug am Schlusse des Jahres 1908 590, am Schlusse des Jahres 1909 dagegen 619, wuchs also um 29. Da die Zahl der Neuaufnahmen während des Jahres 1909 57 betrug, so verlor die Gesellschaft im Laufe des Jahres durch Tod, freiwilligen Austritt und Löschung 28 Mitglieder.

Am Schlusse des Jahres 1910 betrug die Mitgliederzahl 661, wuchs also gegen das Vorjahr um 42. Da die Zahl der Neuaufnahmen im Jahre 1910 53 betrug, so verlor die Gesellschaft im Laufe des Jahres durch Tod, freiwilligen Austritt und Löschung 11 Mitglieder.

Im Laufe dieses Jahres sind bis zur Julisitzung einschließlich 21 neue Mitglieder hinzugekommen, so daß also die Gesellschaft zuzüglich der nachfolgenden 10 neuen Anmeldungen ein weiteres Wachstum um 31 Mitglieder zu verzeichnen und einen Bestand von 692 Mitgliedern erreicht hat.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Diplom-Ingenieur KURT EMIL DITTMANN, Berlin N 4, Invalidenstr. 98, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, BEYCHLAG, BORNHARDT.

Herr Dr. ALLAN HAARMANN, Generaldirektor des Georgs-Marien-Bergwerksvereins, Osnabrück, vorgeschlagen von den Herren ERICH HAARMANN, RAUFF, BEYCHLAG.

Herr Ingenieur KARL FISCHER, Frankfurt a. M.-Ginnheim, Eschersheimer Weg 10, vorgeschlagen von den Herren LEPSIUS, STEUER, KLEMM.

Herr Dr. HANS SCHNEIDERHÖHN, Assistent am Mineralogischen Institut der Universität, Gießen, vorgeschlagen von den Herren LEUCHS, LEPSIUS, KAISER.

Herr WILHELM HEISECKE, Grünau bei Berlin, Königsstraße 7, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK, STREMMER.

Herr Dr. WILLY WAGNER, Straßburg i. E., Steinwallstr. 6, vorgeschlagen von den Herren BÜCKING, VAN WERWECKE, SCHUMACHER.

Herr Hilfslehrer EMIL RIEDL, Wohlmuthüll, Post Morschreuth (Ober-Franken), vorgeschlagen von den Herren V. AMMON, PFAFF, BEYCHLAG.

Herr Schriftsteller ENGELBERT GRAF, Berlin-Steglitz, Peschkestr. 16, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, WERTH, STREMMER.

Herr Schulrat Professor Dr. BEYER, Dresden, Kantstr. 2, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, BÄRTLING, STREMMER.



Herr cand. phil. HANS MÜLLER, Berlin NW 6, Luisenstraße 50, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, STEUER, STREMMER.

Der Vorsitzende verliest sodann den Bericht des mit der Redaktion beauftragten Schriftführers, der an der Versammlung teilzunehmen verhindert ist, über die neuen Veröffentlichungen der Gesellschaft:

Seit der letzten Hauptversammlung im Jahre 1909 sind die Bände 61 und 62 unserer Zeitschrift erschienen. Von diesen Bänden enthält **Band 61**: 10 Abhandlungen, 36 Vorträge und 47 briefliche Mitteilungen; **Band 62**: 19 Abhandlungen, 39 Vorträge und 62 briefliche Mitteilungen. Von dem laufenden **Bande 63** sind bis zur diesjährigen Hauptversammlung die Hefte 1 und 2 mit zusammen 5 Aufsätzen sowie die Monatsberichte 1—6 erschienen. Außerdem ist der Monatsbericht 7 bereits umbrochen und kommt in kurzer Zeit zur Versendung. Um die Monatsberichte pünktlich erscheinen zu lassen, muß davon Abstand genommen werden, ihnen Tafeln beizufügen, weil der Druck der Tafeln stets aufhört. Deshalb müssen Abhandlungen, bei denen die Beigabe von Tafeln unvermeidlich ist, in die Vierteljahrshefte verwiesen werden; selbst dann, wenn ihr Umfang nur klein ist. Dagegen ist es oft möglich, auch etwas umfangreichere Aufsätze in den brieflichen Mitteilungen unterzubringen.

Um die Finanzverhältnisse der Gesellschaft nicht zu gefährden, dürfen die Monatsberichte einen Höchstumfang, der auf 4 Bogen festgesetzt ist, im allgemeinen nicht überschreiten.

Die Zahl der eingelieferten Manuskripte wächst beständig; es liegt also im eigensten Interesse der Autoren, ihre Mitteilungen völlig und wirklich druckfertig einzuliefern, wenn sie nicht Verzögerungen ihrer Veröffentlichungen gewärtigen wollen. Zur Vermeidung solcher sei auf die Mitteilung der Redaktion auf Seite 4 des Umschlages von Heft 1 hingewiesen.

Die Inseratenpacht für die 3. und 4. Umschlagseite ist von der Firma MAX WEG zu Anfang dieses Jahres gekündigt worden. Es ist aber der Redaktion gelungen, für diesen Ausfall dadurch vollen Ersatz zu schaffen, daß die Verlagsbuchhandlung von FERDINAND ENKE in Stuttgart die Inserate von Heft 2 an übernommen hat.

Außer der Zeitschrift veröffentlicht die Deutsche Geologische Gesellschaft seit dem vorigen Jahre gemeinsam mit der Geologischen Vereinigung die „Berichte über die Fort-



schritte der Geologie“, die zusammenfassende Besprechungen über wichtige neuere Fortschritte unserer Wissenschaft bringen sollen. Nach dem mit der Geologischen Vereinigung abgeschlossenen Vertrage hat unsere Gesellschaft das Gebiet zu redigieren, das sich auf Deutschland bezieht, während der Geologischen Vereinigung die Besprechungen über geologische Fortschritte in nichtdeutschen Gebieten zufallen. Von diesen Berichten sind bis jetzt Band I mit 6 Einzelheften und von Band II die Hefte 1—3 erschienen. Heft 4 ist versandfertig. Diese „Berichte über die Fortschritte der Geologie“ erscheinen nicht in unserm eignen Verlage. Daran liegt es, daß sie trotz aller Bemühungen der Redaktion bisher nicht mit derselben Pünktlichkeit ausgegeben werden konnten wie die Hefte der eignen Zeitschrift. Trotzdem sind wir auch mit den „Berichten über die Fortschritte“ nicht im Rückstande, und die Redaktion ist eifrig und auch mit Erfolg bemüht, ihr beschleunigtes und pünktliches Erscheinen zu gewährleisten. —

Der Vorsitzende berichtet ferner, daß er mit den Herren ZIMMERMANN I und STREMMER am 20. Juli 1911 die vorgeschriebene Revision der Gesellschafts-Bibliothek vorgenommen habe, und daß dabei alles in guter Ordnung befunden worden sei. Ebenso berichtet er über die durch Herrn WAHNSCHAFTE am 8. August 1911 vollzogene Kassenrevision. Beide Revisionsprotokolle werden verlesen und auf dem Tisch des Hauses ausgelegt.

Endlich macht der Vorsitzende noch einige Mitteilungen über die Errichtung, den Zweck und die Organisation der FERDINAND und IRMGARD v. RICHTHOFEN-Stiftung; in ihr Kuratorium wird die Deutsche Geologische Gesellschaft laut Statut drei Mitglieder zu entsenden haben, die vom Vorstand und Beirat der Gesellschaft gemeinsam gewählt werden.

Als Ort der nächstjährigen Hauptversammlung wird entsprechend der Einladung des Herrn JAEKEL Greifswald bestimmt, und Herr JAEKEL zum Geschäftsführer ernannt.

Die gewählten Rechnungsprüfer, die Herren WOLFF und WEBER, berichten über die von ihnen vorgenommene Prüfung der Belege und Abrechnungen für die Jahre 1909 und 1910. Sie empfehlen für die Zukunft, der Kassenrechnung die neueste, ev. handschriftlich nachgetragene Mitgliederliste nebst Nachweisung der noch ausstehenden Beiträge, ferner den Ausweis über den Stand und Verkauf der Drucksachen beizufügen. Sie bitten ferner, folgendes aufzuklären: Nach Beleg Nr. 12 aus 1909 sind für die Monatsberichte durch FRICKE-Bremen 2 M

eingegangen, deren Vereinnahmung nicht verbucht worden ist. Der Vorsitzende übernimmt es, Aufklärung über diesen Punkt zu verschaffen. Die von den Rechnungsprüfern beantragte Entlastung des Schatzmeisters wird erteilt.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
RAUFF.	STREMME.	FLIEGEL.

## Briefliche Mitteilungen.

### 35. Bericht über die Exkursionen im Anschluß an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Darmstadt.

Von den Herren G. KLEMM, A. STEUER und W. SCHOTTLER in Darmstadt.

#### a) Bericht über die Exkursionen vor der Versammlung.

Von Herrn G. KLEMM.

Am Samstag, den 5. August, besichtigte im Laufe des Nachmittags eine Anzahl der Exkursionsteilnehmer die Sammlungen der Geologischen Landesanstalt. Dort hielt um 6 Uhr Herr G. KLEMM einen Vortrag über den Aufbau des krystalinen Odenwaldes, nachdem vorher der Geschäftsführer der Versammlung, Herr R. LEPSIUS, die Anwesenden begrüßt hatte. Der Inhalt jenes Vortrages ist im wesentlichen in dem „Geologischen Führer durch das Großherzogtum Hessen“ wiedergegeben, der den Teilnehmern an der Versammlung von der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt überreicht wurde<sup>1)</sup>.

An diesem und den folgenden Abenden fanden zwanglose Vereinigungen der Exkursionsteilnehmer im Garten der „Vereinigten Gesellschaft“ statt, der in dankenswerter Weise von derselben zur Verfügung gestellt worden war.

Sonntag, den 6. August, 7 Uhr vm. fuhren die Exkursionsteilnehmer mit der elektrischen Bahn vom Ernst-Ludwigsplatze in Darmstadt nach dem Böllental, in dessen Nähe auf dem Herrgottsberge am Goethefelsen Uralitdiabase

---

<sup>1)</sup> Der genannte geologische Führer ist als Sonderabdruck aus dem Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt für das Jahr 1910, IV. Folge, Heft 31 erschienen und kann von dem Grhzgl. Staatsverlag zu Darmstadt für den Preis von 1 M. bezogen werden.

anstehen, die mit Granatfelsen mit Marmorlinsen, mit Amphiboliten und quarzitischen Hornfelsen wechsellagern. Etwas westlich vom Kirchberge waren schieferige Hornfelse und Kalksilikathornfelse aufgeschürft mit Linsen und Schmitzen von Manganerz und mit einem neuen Mineral, einem Eisenmanganaluminiumsilikat von grüner Farbe, für welches der Name „Viridin“ vorgeschlagen wird. An der Marienhöhe wurde ein schöner Granophyr gesammelt, am Prinzenberge schieferige Amphibolite mit schönen granitischen Injektionen, am Steigertsberge Graphitquarzite und Chistolithschiefer und in dem Bauerschen Steinbruch im Mühlthal bei Eberstadt Hornblendegabbro.

Nach einem Frühstück, das in der Wirtschaft von JACOB in Eberstadt eingenommen wurde, begann der Aufstieg zum Frankenstein, zunächst über alles verhüllenden Flugsand. Weiter oben am Wege fanden sich die von Diorit und Aplit injizierten Amphibolite des Schiefermantels, der das Gabbromassiv des Frankensteins umhüllt. An der Burgruine Frankenstein wurden Gabbroaplit und Odinit gesammelt und sodann der „Magnetstein“ besucht, eine aus Serpentin bestehende, aus Amphibol-peridotit hervorgegangene Klippe, lokal mit starkem Polar-magnetismus, über dessen Entstehung sich eine lebhaft Diskussion erhob. Auf der Wanderung über den Langenberg nach Seeheim wurden dort besonders bei dem „von Herff-Tempel“ Korundfelse in Fragmenten gefunden, die als Einschlüsse im Gabbro auftreten und von KLEMM als fremde, kontaktmetamorph veränderte Gesteine gedeutet werden. Die Rückfahrt nach Darmstadt erfolgte von Seeheim mit der Eisenbahn.

Montag, den 7. August, fuhr man 7.50 vm. von Darmstadt nach Zwingenberg. Dort boten der Steinbruch der Deutschen Steinindustrie A.-G. am Luciberge und der Alsbacher Gemeindebruch schöne Aufschlüsse im Granit, welcher von Malchitgängen durchsetzt wird und im erstgenannten Bruch auch große, flächenhaft ausgebreitete, aber z. T. nur unter 1 m mächtige Schollen von Schieferhornfelsen umschließt.

Auf dem Melibokusgipfel wurden gut aufgeschlossene Alsbachitgänge angetroffen und die umfassende Aussicht genossen. Bei der Wanderung nach dem Felsberge durchquerte man ein Gebiet stark zersetzter Schiefergesteine und dann schieferreichen Granit mit plattiger Absonderung in großen Klippen. Nach einem Frühstück im Felsberghotel wurde das bekannte „Felsenmeer“ im Hornblendegranit besucht und dann

in Reichenbach die großen Schleifereien der Deutschen Steinindustrie A.-G., in denen die verschiedenen Steinsägen, Schleif- und Poliermaschinen im Betriebe vorgeführt und außerdem in dankenswerter Weise den Exkursionsteilnehmern Proben der daselbst verschliffenen in- und ausländischen Gesteine zur Verfügung gestellt wurden. Dann erfolgte der Aufstieg zum Borstein, einer Klippe von verkieseltem Schwerspatgang, die leider durch Abbau zu Mühlsteinen schon stark angegriffen worden ist. Den Beschluß des Tages bildete der Besuch der berühmten mineralreichen Marmorlager von Auerbach, die gegenwärtig im Tagebau ausgebeutet werden. Die Rückfahrt von Auerbach nach Darmstadt erfolgte programmäßig 8.17 nm.

Dienstag, den 8. August, benutzte man zur Fahrt nach Bensheim den Eilzug 6.44 vm. Dort standen Wagen bereit zur Weiterfahrt nach Gadernheim, an dessen Südende schöne Granatfelse und Graphitschiefer geschlagen wurden. Ein kurzer Anstieg führte von da auf den höchsten Punkt des krystallinen Odenwaldes, die Neunkircher Höhe, 603 m über N. N., wo sich vom „Kaiserturm“ aus eine ebensowohl in landschaftlicher als in geologischer Hinsicht bemerkenswerte Aussicht über den krystallinen und den Buntsandsteinodenwald auftat. Vor der Frühstückspause in Neunkirchen wurden noch schöne Flasergranite und der Kontakt eines Granitporphyrganges mit jenem besichtigt. Der langgestreckte Rücken der Neunkircher Höhe östlich von genanntem Dorfe bot eine große Mannigfaltigkeit von Strukturformen des Flasergranites, der aus fast rein massigen in stark flaserige porphyrische Strukturformen übergeht und bald ganz rein, bald sehr schieferreich ist. Die Granitporphyrklippe der „Rimdidim“ gewährte außer einem guten Aufschlusse auch schöne Ausblicke auf den nördlichen Odenwald. Bei Erlau ist neuerdings durch Steinbrüche ein schöner Granitporphyr angeschnitten, in der Mitte massig, am Salband stark fluidal, besonders in den Apophysen, die in ganz verschiedenen Richtungen verlaufen. In vorzüglichen Aufschlüssen konnten auch dort den Teilnehmern Flasergranite gezeigt werden mit Schollen von schwarzen schieferigen Amphiboliten, die keine Faltung erkennen lassen, aber von stark gefalteten Granittrümmchen durchsetzt werden, so daß also hier die Fältelung der Granitäderchen als unzweifelhaft primäre, bei ihrer Injektion entstandene Erscheinung zu deuten ist. Über Nonrod erfolgte der Weitermarsch nach Großbieberau, auf dem ein schöner Steinbruch im Hypersthengabbro besichtigt wurde und ein großer Auf-

schluß in schieferigen Amphiboliten und anderen Sedimenten, die von den Herren E. WEISE und A. UHLEMANN als sehr nahe übereinstimmend mit oberdevonischen bis unterculmischen Gesteinen des Vogtlandes bezeichnet wurden. 8.35 nm. trafen die Teilnehmer wieder in Darmstadt ein.

Mittwoch, den 9. August, brachte der 6.44 vm. aus Darmstadt abgehende Eilzug die Teilnehmer nach Weinheim. Zuerst besichtigte man die Steinbrüche im Birkenauer Tal, welche die Altersfolge Diorit, Hornblendegranit, Biotitgranit feststellen lassen. Der Diorit zeigt besonders in dem Steinbruch „Schindkaute“ an der Landesgrenze prachtvolle Injektionen von Hornblendegranit, Aplit und Pegmatit. Auch Minetten setzen an mehreren Stellen auf. Die Lehmgrube der Stiefschen Ziegelei bei Birkenau gab Herrn FREUDENBERG Gelegenheit, seine neueren Beobachtungen über die Gliederung des Diluviums bei Weinheim mitzuteilen. Im Birkenauer Gemeindebruch im Kallstätter Tale sind prachtvolle Injektionen der Schieferhornfelse durch Granitgänge aufgeschlossen, in denen bisweilen schöne Turmalinsonnen und Granatkrystalle auftreten. Am Wachenberge bei Weinheim wurden unter der freundlichen Führung des Mitinhabers der Weinheimer Porphyrwerke Herrn WILHELM die großen Steinbruchsanlagen in den schön säulig abgesonderten, z. T. sehr deutlich fluidalen Porphyren bewundert und dann mit der Nebenbahnlinie Weinheim-Heidelberg die Fahrt nach Groß-Sachsen ausgeführt. Nach dem Mittagessen boten sich am „Hundskopfe“ sehr gut aufgeschlossene Quetschungserscheinungen in dem Granit dar. Hierauf sah man in der „Klamm“ bei Rittenweier einen der von FUTTERER als „Ganggranite von Groß-Sachsen“ beschriebenen Granitgänge, der sich in mehrere Apophysen zerschlägt, in deren jeder die Fluidalstruktur des Gesteines, gekennzeichnet durch schöne „Kaulquappenquarze“, genau parallel dem Salbande gerichtet ist. Gegen die Deutung dieser Erscheinung durch den Verfasser als primäre (fluidale) Struktur im Gegensatze zu FUTTERERS Annahme einer späteren, kataklastischen Entstehung derselben wurden keine Einwände erhoben. Die Rückfahrt erfolgte mit Leiterwagen nach Station Groß-Sachsen-Heddesheim und von da nach Darmstadt (Ankunft 6.59 nm.).

Trotz der großen Hitze, die während der Exkursionen herrschte, konnten dieselben programmgemäß durchgeführt werden und erfreuten sich reger Beteiligung. Die Teilnehmerzahl betrug 27—38.



## **b) Bericht über die Exkursionen an den Versammlungstagen.**

Von Herrn G. KLEMM.

Donnerstag, den 10. August, fuhren die Exkursionsteilnehmer 3.23 nm. nach Messel. Hier wurden unter Führung des Herrn G. KLEMM zuerst die Steinbrüche in einer das Rotliegende durchragenden Granitkuppe besucht und die im Einschnitt am Bahnhofs Messel gut aufgeschlossene Auflagerungsfläche des Rotliegenden. Sodann übernahm die Führung der Repräsentant der Gewerkschaft Messel, Herr SPIEGEL, der die Lagerungsverhältnisse der Messeler Braunkohle erläuterte. Die als Sapropelit zu bezeichnende Braunkohle, die eine in das Rotliegende und das krystalline Grundgebirge eingesunkene Scholle mit 150 m größter Mächtigkeit bildet, wird in einem großen Tagebau gewonnen. Herr SPIEGEL erklärte den Abbau dieser Braunkohle in großen Trichtern, (sog. „Rollen“), die über einer horizontalen Förderstrecke angeordnet sind, von der aus die Kohle durch einen Schleppschacht der Fabrik zugeführt wird, behufs Verarbeitung durch trockene Destillation. Es werden gewonnen: Gasöl, Schmieröle, Paraffin usw. Zum Schlusse wurde ein Auswahl der schönsten in der Braunkohle gefundenen Fossilien der Werkssammlung besichtigt, Fische, Schildkröten, Schlangen usw., deren systematische Bearbeitung demnächst in Angriff genommen werden soll. Nach Einnahme einer von der Gewerkschaft freundlichst gespendeten Erfrischung wurde die Rückfahrt nach Darmstadt angetreten.

Freitag, den 11. August, wurde nachmittags 2 Uhr der Zug der Odenwaldbahn nach Niederramstadt-Traisa benutzt. Der große Steinbruch der „Odenwälder Hartstein-Industrie“ baut auf amphibolitische Hornfelse, die von Diorit und von Granit durchädert werden. Nur die ersteren werden zu Straßen- und Bahnschotter verarbeitet. Bei Traisa besuchte man einen Bruch im Feldspatbasalt, den „Steinbuckel“. Der Basalt enthält große stark gefrittete und z. T. zerspratzte Blöcke von Rotliegendem. Auf dem Wege nach Oberramstadt konnten sich die Exkursionsteilnehmer von dem ganz allmählichen Übergange des Flugsandes in Löß überzeugen. Den Schluß bildete die Besichtigung des Oberramstädter Gemeindebruches, in dem ein Granitporphyr gebrochen wird, der Diorit- und Malchitgänge durchsetzt.

### **c) Bericht über die Exkursionen in das Tertiär des Mainzer Beckens nach der Versammlung.**

Von HERRN A. STEUER.

Die auf den Exkursionen besuchten Aufschlüsse sind in dem für die Teilnehmer an der Versammlung bearbeiteten Führer im einzelnen beschrieben; dieser ist im Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geologischen Landesanstalt zum Abdruck gekommen und ist auch im Buchhandel erschienen. Es sei also zur Ergänzung dieses Berichtes darauf verwiesen.

An den Exkursionen beteiligten sich etwa 30 Herren.

Es ist ja bekannt, daß durch die praktische Verwendung der Kalke, Mergel und Sande im Gebiete des Mainzer Beckens schon seit langer Zeit großartige Aufschlüsse entstanden sind, die für die Geologen das Studium in hohem Maße erleichtert und gefördert haben, und aus denen ferner reichliches und wertvolles Material von Gesteinen und Versteinerungen gewonnen und in zahlreiche große und kleine Sammlungen abgegeben worden ist.

Es muß nun mit ganz besonderer Anerkennung hervorgehoben werden, daß eine Anzahl dieser schon an sich schönen Brüche und Gruben auf Anordnung der Herren Besitzer und Direktoren für den Besuch durch die Deutsche Geologische Gesellschaft noch besonders vorbereitet worden waren und besonders dafür gesorgt war, daß nicht, wie es zeitweise durch den Betrieb unvermeidlich ist, gerade wissenschaftlich wertvolle Profile durch abgestürzte Massen oder Abraum verdeckt oder unzugänglich waren. In überaus freundlicher Weise wurde die Gesellschaft aber auch persönlich durch diese Herren begrüßt, und durch gastlichen Empfang nach getaner Arbeit sind dann die unter dem Einfluß der großen Hitze erschlaften Kräfte von neuem aufgefrischt worden. Der aufrichtige Dank der Deutschen Geologischen Gesellschaft und insbesondere der Teilnehmer an den Exkursionen sei auch an dieser Stelle nochmals zum Ausdruck gebracht, und zwar

Herrn Ziegeleibesitzer ALBRECHT in Bodenheim,  
Herrn Direktor SCHINDLER von der Zementfabrik in Weisenau,

Herrn Dr. STÜRTZ, Vorsitzendem des Aufsichtsrates des Bonner Bergwerks- und Hüttenvereins, Abtlg. Zementfabrik Oberkassel bei Bonn,

Herrn Dr. AUGUST DYCKERHOFF, Direktor der Zementfabrik DYCKERHOFF & SÖHNE in Amöneburg bei Mainz.

Der verbindlichste Dank sei ferner nochmals ausgesprochen

Herrn Oberbürgermeister GÖTTELMANN für die Begrüßung der Gesellschaft im Naturwissenschaftlichen Museum im Namen der Stadt Mainz und den Abendempfang in der Stadthalle,

Herrn Domänenrat MEYER für die Führung und den Empfang in den großartigen, wohl einzig in Deutschland dastehenden Produktionskellereien der Großweinbaudomäne in Mainz,

Herrn Direktor Professor Dr. SCHUMACHER für den Empfang und die Führung durch das Römisch-Germanische Museum in Mainz,

Herrn Professor Dr. EGGER für die Begrüßung im Namen der Naturforschenden Gesellschaft in Mainz und für die freundliche Unterstützung bei den Vorbereitungen der Exkursionen in der Umgebung von Mainz,

Herrn Direktor Professor Dr. VON REICHENAU, Herrn Professor Dr. NIES und Herrn Oberlehrer Dr. SCHMIDTGEN für die Führung im Naturwissenschaftlichen Museum der Stadt Mainz,

Herrn Professor Dr. ZUR STRASSEN und Herrn Dr. DREVERMANN für den Empfang und die Führung durch das Museum des Senckenbergischen Institutes in Frankfurt a. M.

Am ersten Tage, Sonntag, den 13. August, wurde zuerst die Rupeltongrube der Weisenauer Zementfabrik bei Bodenheim besucht, die durch das Vorkommen von *Meletta* und anderen Fischresten sowie durch das stellenweise massenhafte Auftreten des von LUDWIG beschriebenen vermeintlichen Tentaculiten *Creseis maxima* bekannt ist. Die Mergel sind reich an Foraminiferen. Auch in der benachbarten Grube der ALBRECHTSchen Ziegelei steht noch Rupelton an, er ist aber stark verquetscht, und im Osten nach der Verwerfung gegen das Rotliegende von Nackenheim hin treten satte, rote, grüne und graue Färbungen in ihm auf. Besonderes Interesse erweckte die Art des Abbaues durch Sprengung mit Fulmenit. Herr ALBRECHT hatte zwei Bohrungen herstellen und besetzen lassen und ließ sie bei der Besichtigung anzünden, so daß man die Wirkung des Schusses und den Vorteil, der in dieser Arbeitsmethode liegt, vortrefflich beobachten konnte.

Von Nackenheim wurde die Bahn bis Nierstein benutzt und dann die SCHNEIDERSche Ziegeleitongrube in Nierstein

besucht, in der Rupelton und Cyrenenmergel durch Verwerfung getrennt nebeneinander liegen, überlagert von vermutlich jüngeren Löß, der eine deutliche Zweigliederung aufweist. Von der Anhöhe aus über der Grube konnte sodann der tektonische Bau der Niersteiner Senke erläutert werden, die beiderseits von NO—SW streichenden Verwerfungen begrenzt ist und auch von Querverwerfungen durchsetzt wird. Auf der Nordwestseite erhebt sich in hohem, langen Rücken das Rotliegende, aus Sandsteinen und sandigen Mergeln bestehend, aus denen bei Schwabsburg eine mächtige Melaphyrmasse emportaucht. Auf der Südseite liegt vorn am Rheine das aus Cerithien- und Corbiculakalk aufgebaute Oppenheimer Plateau; dieses wird jedoch im Südwesten durch Verwerfung abgeschnitten, und dann tritt am Rande der Niersteiner Senke auch auf dieser Seite das Rotliegende mit Melaphyr zutage. Die Aufschlüsse in letzterem wurden besucht und dann der Weg über das Plateau genommen, um auf der Ostseite die Ausbildung des Cerithienkalkes namentlich in den großen, allerdings teilweise verlassenen Steinbrüchen unterhalb der Landskrone zu studieren, in denen reichlich Fossilien gesammelt werden konnten.

Am Montag, den 14. August, wurden am Morgen zuerst die naturwissenschaftlichen Sammlungen der Stadt Mainz besucht, die unter der Leitung ihres Direktors Herrn Prof. Dr. VON REICHENAU in dem von der Stadt umgebauten, ehemaligen Reichen-Klara-Kloster eine würdige und mit vieler Liebe durchgearbeitete Aufstellung erhalten haben. Besondere Anerkennung fanden dabei auch die durch Prof. Dr. NIES bearbeitete mineralogische Sammlung und die durch Dr. O. SCHMIDTGEN bewirkte vortreffliche Aufstellung der fossilen Wirbeltiere.

Dann wurde ein längerer Besuch dem Römisch-Germanischen Museum im alten kurfürstlichen Schloß gewidmet, das auch bei dem Geologen hohes Interesse erwecken muß, der bei seinen Aufnahmen im Gelände diese alten Kulturschichten in situ zu studieren Gelegenheit hat. Ein großer Teil der wertvollen Funde stammt aus der nächsten Umgebung von Mainz. Es wäre kaum möglich gewesen, in der zur Verfügung stehenden Zeit einen Überblick über die großartige Sammlung zu gewinnen, wenn nicht Herr Direktor Prof. Dr. SCHUMACHER die Führung in liebenswürdigster Weise übernommen und in übersichtlicher, klarer, knapper Darstellung in historischer Folge die charakteristischen Momente in der Entwicklung der römischen und altgermanischen Kultur ent-

wickelt hätte. Er verstand es, ein Gefühl der Begeisterung für die Kultur unserer Ahnen zu erwecken, und wohl keiner der Anwesenden wird versäumen, wenn er wieder nach Mainz kommt, abermals die schöne Sammlung zu besuchen.

Am Nachmittag wurden zuerst die Steinbrüche in den Hydrobienschichten bei Budenheim studiert. Dabei ergab sich Gelegenheit, die tektonischen Verhältnisse des Tertiärabbruches gegen den Taunus einmal auf der rheinhessischen Seite zu erläutern, und Herr Prof. Dr. LEPLA war dann so freundlich, nach seinen Aufnahmen die Verhältnisse jenseits des Rheines am Gebirgsrande zu besprechen. In den versteinerungsreichen Mergeln und Kalken blieb nachher genügend Zeit zum Sammeln.

Zurück über Mainz ging es weiter in den großen Steinbruch der Zementfabrik nach Weisenau südlich von Mainz. Hier stehen in typischer Ausbildung der obere Teil der Cerithienkalke und die Corbicularschichten an, ebenfalls sehr versteinerungsreich entwickelt. Sie werden im Sturzbetrieb abgebaut, indem man an der Basis des Bruches Stollen gegen das Gebirge vortreibt, diese durch Querschläge verbindet und schließlich die stützenden, stehen gebliebenen Pfeiler auf einmal wegsprengt. Das Tertiär wird etwa 50 m über dem Spiegel des Rheines von einer Diluvialterrasse vom Alter der Mosbacher Sande überlagert, und sie ist wieder von jüngerem Löß bedeckt, auf dem sich eine römische Niederlassung befand. Die obere Kulturschicht ist allerdings durch Feld- und Weinbau stark umgearbeitet. Man sieht aber häufig bis zu 3 m und noch mehr tiefe Gruben in den Löß eingesenkt, offenbar Abfallgruben, in denen sich nicht selten wohlerhaltene römische Haushaltsgegenstände, Bronzen, Münzen, Knochen usw. finden.

Am Dienstag, den 15. August, wurde früh mit der Bahn nach Alzey gefahren. Dieser Tag galt besonders dem Studium des ehemaligen Strandes des Tertiärmeeres am Rotliegenden, also in erster Linie der Ausbildung des Meeresandes.

Das Gebirge in der nächsten Umgebung von Alzey und südwestlich der Stadt ist stark gestört. Das Tertiär ist nach Südosten gegen das Rotliegende abgesunken. Die Brüche sind als Fortsetzung der NO—SW streichenden Spalten anzusehen, die am ersten Tage bei Nierstein beobachtet wurden.

Westlich der Straße nach Erbesbüdesheim liegt eine Ziegelei, und in der zugehörigen Mergelgrube ist unterer Cyrenenmergel mit einer Bank, die ganz von *Potamides Lamarcki*



erfüllt ist, aufgeschlossen. Dieser Mergel ist durch Verwerfung gegen das Rotliegende begrenzt, und in den Sandsteinen des letzteren ist westlich ein verlassener Steinbruch, in dem man die Strandbildung — also die Auflagerung des Meeressandes — mit mächtigen, vom Anstehenden losgerissenen Sandsteinblöcken usw. schön sehen kann. Wenige hundert Meter oberhalb an der Erbesbüdesheimer Straße „im Roßloch“ und auf dem „Groß“ lagern wieder Cyrenenmergel, in denen, abweichend von der sonstigen Ausbildung in Rheinhessen, eine mehrere hundert Meter mächtige, feste Kalksteinbank entwickelt ist, die auch abgebaut wird und fast nur aus mehr oder minder inkrustierten Schalen von Cerithien (*Tympanotomus margaritaceus* und *Potamides Lamarcki*), *Cytherea incrassata*, *Cyrena semistriata* besteht. Von hier führt ein Feldweg nach Süden in die Trift bei Weinheim, der wieder über das Rotliegende geht, und an dem unterhalb des letzteren die bekannten sehr fossilreichen Sandgruben im Meeressand liegen. Einen anderen sehr guten Aufschluß bietet ein Steinbruch südlich von Weinheim an der Neumühle. Hier werden Sandsteine des Rotliegenden abgebaut, über denen als Abraum wieder Meeressand und Rupelton unter einer Lößdecke lagern. Die beiden Tertiärstufen sind aber an dieser Stelle auf je nur etwa  $1\frac{1}{2}$  bis 2 m Mächtigkeit reduziert.

Für den weiteren Weg bis nach Kreuznach wurden von Weinheim aus Wagen benutzt. Zunächst wurde die alte Sandgrube im Zeilstück besucht, die nordwestlich von Weinheim, westlich von der neuen Straße nach Heimersheim unterhalb der Straße nach Erbesbüdesheim liegt. Hier lagert über feinem Sand, aus dem bisher nur wenige Fossilien bekannt geworden sind, mit scharfer Grenze eine mehrere Meter mächtig werdende Ablagerung, die außer wenig Sand und kleinen Geröllen nur aus zusammengeschwemmten Fossilien des unteren Cyrenenmergels besteht, unter denen *Potamides papillatus* in Unmenge vorwaltet. Darüber lagert, ebenfalls mit scharfer Grenze, abgeschwemmter Löß.

Ein interessantes Bild boten die Gruben von Flonheim. In den großen Sandsteinbrüchen gegenüber der Eisenbahnstation sieht man als Abraum Meeressand, reich an Fischzähnen, und Rupelton in gleicher Weise auf wenige Meter reduziert wie an der Neumühle bei Weinheim, während 150 m westlich der Meeressand mächtig ansteht und durch den Abbau in steilstehenden Wänden aufgeschlossen ist, auch hier mit scharfer Grenze vom Rupelton überlagert. Ein kurzer Besuch galt dann der in der Literatur bekannten Eckelsheimer Sandkaute,



die indessen infolge der anhaltenden Trockenheit keine allzu-reiche Ausbeute an Fossilien ergab. Dagegen findet man eine Menge Versteinerungen in der großen Wöllsteiner Sandgrube. Hier bilden Quarzporphyre die Unterlage des Meeressandes. Sie ragen in wohlgeglätteten Klippen und Buckeln empor und sind von großen und kleinen, ebenfalls gerundeten und geglätteten Blöcken und Geröllen umgeben. Das Porphyrmaterial herrscht in der Tiefe, während sich nach oben erst die Quarzsande einstellen, die zuoberst auch zu feinkörnigen, foraminiferenreichen Sandsteinen verkittet sind.

Infolge der vorgerückten Zeit war es nicht möglich, die noch weiter an der Straße nach Kreuznach gelegenen Aufschlüsse zu besuchen, sie konnten nur von weitem gezeigt und erklärt werden. Der Cyrenenmergel vom Hackenheimer Friedhof, der sonst so fossilreich ist, hätte diesmal doch keine Ausbeute ergeben, da kein Regen die Schälchen aus den in den Weinbergen frisch umgehackten Mergeln ausgewaschen hatte. Auch die Steinbrüche in den an Fossilabdrücken reichen Barytsandsteinen von Kreuznach lagen für einen Besuch zu fern.

Am Mittwoch, den 16. August, wurde die Straßenbahn bis zum Heßler bei Wiesbaden benutzt, wo die Firma DYCKERHOFF & SÖHNE in mächtigen Steinbrüchen, wohl den größten im ganzen Gebiete, die Hydrobienkalke abbaut. Zum Sammeln war reichlich Gelegenheit im Tertiär wie in den überlagernden, stellenweise sehr mächtigen mitteldiluvialen Mosbacher Sanden. Besonderes Interesse erweckte ein Grabeneinbruch, der sich seit Jahren, wie der Abbau lehrte, durch den ganzen Bruch verfolgen ließ und parallel dem Salzachtale streicht, in den zu oberst die Mosbacher Sande mit Löß zwischen die Hydrobienschichten eingesunken sind. Der Graben ist an der Nordwand, wenn er nicht von Sand überdeckt ist, sehr schön aufgeschlossen, er hat sich mit dem Fortschreiten des Abbaues nach Norden mehr und mehr verbreitert, während er sich nach Süden ausgekilt hat.

Weitere große Brüche betreibt die gleiche Firma bei Flörsheim am Main. Am Falkenberg, westlich des genannten Ortes, halbwegs nach Hochheim zu, werden Cerithienkalke gewonnen, die in ihrer petrographischen Ausbildung von denen in Weisenau etwas abweichen; die Schichtung tritt hier sehr zurück, und die Kalke machen stellenweise einen mehr massigen Eindruck. Sie sind als Landschneckenkalke von Hochheim in der Literatur bekannt, weil sie und besonders die zwischen-  
gelagerten Mergel neben einer charakteristischen marinen Fauna

eine Unmenge wohlhaltener eingeschwemmter Land- und Süßwasserconchylien enthalten. Das Tertiär ist vom Diluvium bedeckt, und zwar von einer Mainterrasse vom Alter der Mosbacher Sande.

Etwa 1 $\frac{1}{2}$  km östlich vom Falkenberg bei den letzten Häusern von Flörsheim wird Rupelton abgebaut, der hier in seiner typischen Ausbildung als blaugrauer, foraminiferenreicher Mergel, gelegentlich mit Septarien, im NO und SW von Verwerfungen begrenzt, in einem nach NW ziehenden Streifen ansteht. Er ist hier fossilreich, und selbst seltenere Exemplare wie *Amphysile* und wohlhaltene Krebscheren usw. wurden gesammelt.

Gegen 4 Uhr traf die Exkursion in Frankfurt ein zur Besichtigung des Senckenbergischen Museums mit seinen neuen herrlichen Schaustücken, und am Abend wurde die Fahrt nach Gießen angetreten zur Fortsetzung der Studienwanderungen in den Vogelsberg und in die Umgebung von Gießen.

#### **d) Bericht über die Exkursionen nach der Versammlung in die Umgegend von Giessen und in den nordwestlichen Vogelsberg.**

Von Herrn W. SCHOTTLER.

Der größte Teil der Teilnehmer kam am Abend des 16. August von Frankfurt aus in Gießen an, wo für die nächsten Tage Standquartier genommen wurde. Zu ihnen gesellten sich am folgenden Morgen noch einige Herren aus Gießen und der Umgegend, so daß insgesamt 35 Personen die Exkursionen mitmachten.

Sehr zustatten kam uns die Gunst der Witterung, indem die große Hitze der letzten Wochen bedeutend nachgelassen hatte. Infolgedessen konnten die Exkursionen ohne wesentliche Abweichungen von dem im Führer<sup>1)</sup> mitgeteilten Wege durchgeführt werden.

Am 17. führte uns ein Vormittagsspaziergang zunächst zu den großartigen Tagbauen des Manganerzbergwerkes in der Lindener Mark. Besondere Aufmerksamkeit erregte hier eine Doline im verkarsteten Stringocephalenkalk mit hineingesacktem Tertiär, die von der Bergwerksdirektion in höchst dankens-

---

<sup>1)</sup> Abgedruckt im Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der geologischen Landesanstalt für das Jahr 1910. Darmstadt 1911.

werter Weise bloßgelegt worden war. Die ausgelegten Gesteinsproben und Erze fanden lebhaften Zuspruch und waren bald in den Rucksäcken verschwunden.

Von der nördlichen Halde hatten wir alsdann einen guten Überblick über die Umgegend von Gießen. Wir sahen die alte Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges, die Ränder der großen Basaltdecken des nordwestlichen Vogelsberges, die vorgelagerten basaltischen Primärkuppen und die weit ausgedehnte älteste Lahnterrasse bei Gießen. Auch wurde der Verlauf der Hauptverwerfung, an der das Tertiär mit den Basalten gegen das Schiefergebirge abgesunken ist, demonstriert.

Als dann begab sich die Exkursion in das Mineralogisch-Geologische Institut der Universität, wo Herr Professor Dr. ERICH KAYSER sie aufs liebenswürdigste begrüßte und einen nach seinen Angaben von der Firma LEITZ in Wetzlar konstruierten Projektionsapparat vorführte. Er ermöglicht den raschen Übergang von der Projektion von Diapositiven zur objektiven Darstellung mikroskopischer Bilder im parallelen und im konvergenten Licht, sowie erhitzter Präparate. W. SCHOTTLER erläuterte dann kurz die wichtigsten Basalttypen der Umgegend von Gießen. Darauf fand ein Rundgang durch das Institut statt.

Am Nachmittag fuhren wir mit der Bahn nach Garben-  
teich, um die durch mehrere übereinander liegende dünne Decken (körnige Basalte und Trapp) geschaffene Landschaftsform zu studieren, und konnten bei Watzenborn die charakteristischen Oberflächenformen des körnigen Basalts sammeln.

Am Gipfel des Schiffenberges konnten wir das bekannte Trappglas schlagen und hatten dann eine weitreichende Aussicht auf Taunus, Wetterau und Vogelsberg.

Der Rückweg führte über die Steinbrüche an der hohen Warte, wo das Tertiär (Untermiocän) im Liegenden des Basalts gut aufgeschlossen ist.

An der neuen Kaserne wurde endlich noch ein Aufschluß in den ältesten Lahnschottern in Augenschein genommen.

Am 18. brach man frühzeitig auf und erreichte mit Wagen rasch die Hochfläche bei Steinbach mit ihren auffallenden aus Trapp bestehenden Erosionskuppen, den Lindenberg. Dann wurde eine nachbasaltische Verwerfung gezeigt, die von Steinbach nach Lich läuft.

Hatten wir seither nur den Basalt der 1. Eruptionsphase und den Trapp der 2. Eruptionsphase kennen gelernt, so bot sich bei Albach Gelegenheit, auch den Basalt der 3. Phase in kleinen Erosionsresten zu sehen.

Auch ein kleines diluviales Bimssteinsandvorkommen konnte besucht werden.

Wir kehrten nochmals zur Hochfläche zurück und bewunderten bei der Ganseburg die gut aufgeschlossene Erosionskuppe des Kernberges, die aus 5 übereinanderliegenden Trappergüssen mit prächtigen Oberflächenformen besteht. Der in der Nähe aus dem Trapp auswitternde Phakolith (Chabasit) wurde eifrig gesammelt.

Vor dem Frühstück wurde noch der Tuff mit großen Bomben im Haingrabental bei Großenbuseck besichtigt.

Am Nachmittag sahen wir bei Beuern die Kieselgur und die großen Lungsteinbrüche (Trapp) mit ihren schönen Oberflächen (Fladenlaven).

Auf der lößbedeckten Hochfläche von Climbach lernten wir den unter dem Basalt liegenden Dysodil kennen. Vor allem aber fand der angebliche Krater Aspenkippel Beachtung, nachdem wir schon vorher im Haingraben bei Großenbuseck und am Pfarrwäldchen bei Beuern ähnliche Hohlformen gesehen hatten. Nachdem wir die Aussicht auf die paläozoischen Höhen des Hinterlandes (obere Lahn), den Bunten Sandstein der Lahnberge, das Tertiär und die Basaltplateaus der Umgegend genossen hatten, stiegen wir nach Treis a. d. Lumda hinab, von wo die Rückkehr nach Gießen erfolgte.

Am 19. brachte uns die Bahn etwas weiter in den Vogelsberg hinein nach dem eisenreichen Seental bei Mücke. Hier konnten wir mit freundlicher Genehmigung der Herren Direktoren der Gewerkschaften Luise und Luse den Basalt-eisenstein in guten Aufschlüssen kennen lernen. Herr Bergrat KÖBRICH erklärte dann den Teilnehmern das Aufbereitungsverfahren.

Mit Leiterwagen ging's nun langsam nach Grünberg hinauf, wo uns nach Durchschreitung des Brunnentals im „Hirsch“ ein gutes Mittagessen erwartete.

Am Nachmittag befuhren wir mit einem Sonderzug die neue Strecke nach Lich bis Kloster Arnsburg. Die Aufschlüsse in dem Einschnitt bei Münster zeigten schön die agglomeratischen Basaltströme (Schollenlaven) mit Einschlüssen von Tertiärsand und bei Lich den Bolus im Tuff und im Basalt. Auch konnte hier die nachbasaltische, mit dem Wettertal streichende Verwerfung gezeigt werden.

Die alte Zisterzienserabtei Arnsburg mit ihrer Kirchenruine lud zu längerem Verweilen ein. Dann ging der Weg über den Pfahlgraben zum roten Hang bei Garbenteich, wo

das heutige Verwitterungsprodukt des Trapps mit dem tertiären, dem Bauxit, verglichen werden konnte.

Zum Schluß wurde noch dem in der Nähe liegenden Stollenbetrieb der Gewerkschaft Weißenburg ein Besuch abgestattet, wo unter freundlicher Führung des Leiters, des Herrn Bergingenieurs SIEBEL, eingefahren werden konnte. Wir sahen hier in prächtigen Aufschlüssen eine wohlgeschichtete, zwischen Basalten und Tuffen liegende magnesiareiche Seekreide, die schon lange bekannt ist, aber erst neuerdings technisch verwertet wird.

Dann wurde von Garbenteich aus die Rückfahrt nach Gießen angetreten, wo sich die Gesellschaft mit fröhlichem Glückauf trennte.

## 36. ERICH HARBORT im Streit gegen die Ekzeme.<sup>1)</sup>

Von Herrn R. LACHMANN.

Mit 3 Textfiguren.

Breslau, im August 1911.

Im Namen der Wissenschaft wendet sich Herr ERICH HARBORT gegen mich, weil „meine Ansichten geeignet seien, in Laienkreisen Verwirrung hervorzurufen“.

Zunächst ist festzustellen, daß von den drei inkriminierten Thesen (das tektonische Bewegungsbild von Norddeutschland ist ein Senkungsbild; bei der Bildung der Salzstöcke spielen durch Lösung angeregte Auftriebskräfte in den Salzmassen eine Rolle; die inneren Deformationen der Salzlager sind ebenfalls chemisch-physikalisch, nicht tektonischer Entstehung) wenigstens die letztere Herrn HARBORTS Anerkennung findet. Unrecht aber tut er mir, wenn er es so darstellt, als habe ich hier nur Allbekanntes behauptet.

Die Auffassung, daß der faltende Gebirgsdruck in seiner

---

<sup>1)</sup> Vorgänge: R. LACHMANN: Über autoplaste Formelemente. Diese Zeitschr. 1910, S. 113 ff. — E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Ebenda, S. 326 ff. — R. LACHMANN: Salinare Spalten-eruption gegen Ekzemtheorie. Ebenda, S. 597—601. — E. HARBORT: Über RICHARD LACHMANN'S Salzgeschwüre. Diese Zeitschr. 1911, S. 266—276.



differenten Wirkung auf verschiedengradig plastische Salzarten diese Fältelungen verursacht hat, war — und ist heute noch — nicht nur in der Praxis, sondern auch in wissenschaftlichen Kreisen ausschließlich verbreitet, wie ich nicht nur aus vielfachen Gesprächen belegen kann, sondern auch in dem Standard Work von BEYSCHLAG-EVERDING: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze, Berlin 1907, vorfinde (S. 49 f., S. 113 f., Taf. I). Dagegen ist meine Auffassung von der chemisch-physikalischen Entstehung dieser Deformationen seit den Tagen des alten VOLGER nur an zwei Stellen vorher gestreift, aber niemals durch Einzeldarstellungen an den Kalilagern selber wirklich erprobt worden, nämlich von ERICH KAISER<sup>1)</sup> und F. BOEKE<sup>2)</sup>. Beide Darstellungen sind übrigens von meiner Auffassung so erheblich verschieden, daß Herrn HARBORTS Behauptung, als seien diese Erscheinungen stets so gedeutet worden, noch zu belegen bleibt. In Wirklichkeit bedeutet dieser Teil der HARBORTSchen Polemik ein Zugeständnis, welches für mich um so wertvoller ist, weil, wie von mir durch viele Einzelbeobachtungen dargelegt wurde<sup>3)</sup>, von mikroskopischen Fältelungen eine ununterbrochene Reihe hinführt bis zu den Ekzemen, d. h. bis zu Störungen von vielen Hunderten von Metern Ausmaß.

Es steht also zu hoffen, daß, nachdem von der gegnerischen Seite die Anwendung der tektonischen Plastizität auf die Fältelungen im kleinen abgelehnt ist, nunmehr auch die Erkenntnis sich Bahn brechen wird, daß die experimentell gänzlich unbewiesene Anwendung dieser mechanischen Theoreme auf die Formung der Salzmassen im großen erst recht unbegründet ist.

Der zweite Satz lautete folgendermaßen: Kräfte innerhalb der Salzmassen spielen bei Aufbau der Salzstöcke in Norddeutschland sowie auch in Texas, Siebenbürgen und an vielen anderen Orten die entscheidende Rolle. Ich habe mich durchaus nicht der Tatsache verschlossen, daß die „Ekzeme“ zum Teil wenigstens auf tektonischen Linien lokalisiert sind<sup>4)</sup>.

<sup>1)</sup> Das Steinsalzvorkommen von Cardona in Katalonien. N. Jahrb. Min. 1909, I, S. 14—27.

<sup>2)</sup> Übersicht der Mineralogie usw. der Kalisalzlagerstätten. Berlin 1909, S. 49 f.

<sup>3)</sup> Der Salzauftrieb. I. u. II. Folge. Halle 1911. S. 53—83.

<sup>4)</sup> „Die Reihung der Ekzeme an der Aller spricht für das Vorherrschen der asiatischen Nordwestrichtung auch während des Mesozoicums.“ Diese Zeitschr. 1910, S. 116. „Da dieses Ekzem“ (an der oberen Aller) „eine deutlich asiatische Richtung hat und einer zweifellos älteren Flexurlinie aufsitzt“ . . . Der Salzauftrieb, S. 119.



Es ist hier wie bei der Vulkanfrage im BRANCAschen Sinne. Die tektonischen Auflockerungen der Erdhaut begünstigen die Lösungsprozesse und in ihrem Gefolge den Salzauftrieb, ohne ihn zu bedingen.

Im übrigen kann ich auch heute noch nicht Herrn HARBORT zufriedenstellen, wenn er dargelegt haben will, mit welchem physikalischen Namen die Salzauftriebskräfte abgestempelt werden müssen. Nach Kraftgröße und Ablauf scheint mir manches in die Gruppe der osmotischen Kräfte zu weisen, über die ja allerdings selbst unter den Physikern keine gemeinsame Vorstellung existiert. Wie weit sich hier die Laboratoriumsbegriffe und die Erscheinungen in der Natur entgegenkommen, bleibt anderweitig auszuführen. Doch muß daran festgehalten werden, daß der Geologe zunächst nicht theoretische Erwägungen, sondern Beobachtungen zu sammeln hat. Wenn sich erweisen läßt — und diesen Beweis werden bergbauliche Aufschlüsse von Tag zu Tag deutlicher führen<sup>1)</sup> —, daß den Salzstöcken in der Erdrinde in der Tat eine Form zugrunde liegt, wie sie zuerst POSEPNY für Siebenbürgen entworfen hat, und wie ich sie hier noch einmal abbilde<sup>2)</sup>, wobei auf ungestörtem Liegenden sich ein Salzstock aus einer horizontalen Schicht zu einem Rundgewächs bis zur Oberfläche emporreckt, so kann kein Unbefangener mehr leugnen, daß nur in den Salzmassen selbst die deformierende Kraft gesucht werden darf. Wir können dann in Ruhe zusehen, bis uns die Physikochemiker die Kräfte gegebenenfalls experimentell vorführen, welche diese Riesengebilde Meter um Meter in Hunderttausenden von Jahren emportreiben, und wir können einstweilen ebenso gelassen die hypothetischen Auftriebskräfte in unsere geologische Rechnung einfügen wie etwa der kartierende Geologe, wenn er Faltungen und Überschiebungen im Felde vor sich hat, unbedenklich die Kontraktionshypothese heranzieht, ohne sich weiter den Kopf darüber zu zerbrechen, ob nach den TAMMANNschen Versuchen und den Rechnungen der Radium-

---

<sup>1)</sup> Bisher ist m. W. nur im oberen Allertal ein Salzstock wirklich durchbohrt worden. Es hat sich denn auch richtig gezeigt, daß das von stark gestörten jüngeren Schollen überlagerte und in sich auf das heftigste deformierte Salzgebirge nach unten zu ruhige Lagerung annimmt und auf gänzlich ungestörtem Untergrunde aufgebaut ist (s. umstehende Figur). KIRSCHMANN, obwohl anfangs ebenfalls von tektonischen Vorstellungen ausgehend, hat sich denn auch meiner Ekzemtheorie angeschlossen (Geol. Rundschau II, 1911, Bespr., S. 110).

<sup>2)</sup> Die umstehenden Figuren sind einem Aufsatz von FRECH über neuere Anschauungen in der Kaligeologie (Umschau 1911) mit gütiger Erlaubnis des Verfassers entnommen.

forschung heute die Schrumpfungshypothese noch zu Recht besteht.

Freilich darf man in dieser Unbekümmertheit nicht so weit gehen wie Herr HARBORT. Für ihn scheint jede gebogene Schicht auf Horizontaldruck und jede Folge von Senkungs- und Horstgebieten mit Biegungsformen auf Faltung hinzu- deuten. Und dabei hat er selbst eine Muschelkalkkuppel wie den Elm kartiert, welche „nahezu regelmäßig umlaufenden Schichtenbau“ besitzt und somit dort ganz unmöglich durch einseitig gerichteten Seitendruck, vielmehr nur nach dem Typus „Ring und Scholle“ durch allseitig wirksame Kräfte hätte

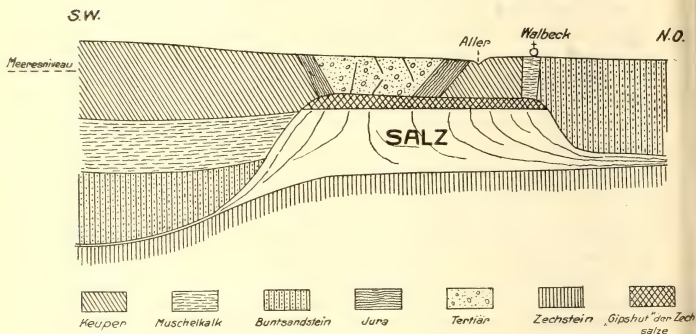


Fig. 1.

Ekzem im oberen Allertal (nach KIRSCHMANN).

aufgetürmt werden können. Diese Vorstellung kann aber doch wohl seit den Untersuchungen von AMPFERER<sup>1)</sup> als endgültig widerlegt angesehen werden. Liegt nicht die andere Erklärung näher, daß hier eine Muschelkalkkuppel mit allseitig abwärts gezogenen Rändern einem widerstandsfähigen Tiefenkörper aufgelagert ist, welcher die nachweislich gewaltigen Senkungen des norddeutschen Untergrundes in Kreide und Tertiär nicht im gleichen Ausmaß wie die Umgebung hat mit- machen können?

<sup>1)</sup> Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 56, 1906, S. 539—620. Dieser Teil blieb auch durch die Kritik von SMOLUCHOWSKI (Kosmos 1909) unberührt.

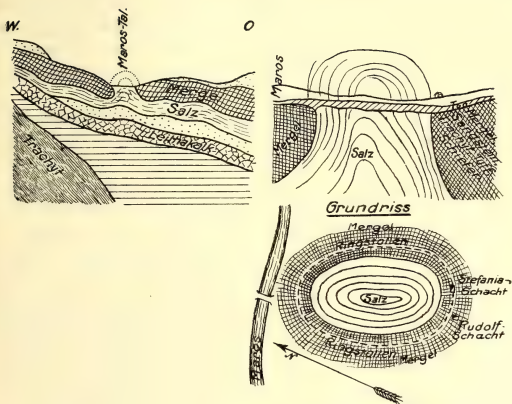


Fig. 2.

Ekzem in Siebenbürgen (Maros-Ujvas) (nach LAMPRECHT).

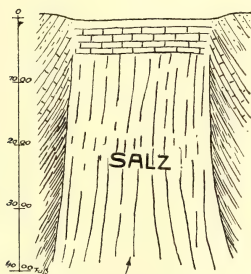


Fig. 3.

Ekzem in Nordamerika. Profil durch Drakes Saline, Nord-Louisiana (nach HARRIS).

Wenn nun HARBORT behauptet, daß solche Ansichten „den Forschungsergebnissen der bisher in jenem Gebiete arbeitenden Geologen direkt entgegenstehen“, so brauche ich zur Widerlegung dessen nur auf VIKTOR UHLIG und EDUARD SUESS zu verweisen, nach dessen eigenen Worten solche Formen in Nordwestdeutschland „nicht durch Faltung erzeugte Synklinalen, sondern Versenkungsbecken“ darstellen<sup>1)</sup>.

STILLES „Rahmenfaltung“<sup>2)</sup>, welche mit dem SUESSschen Begriff nur das Wort gemeinsam hat, und meine unabhängig davon entstandene Darstellung über die Tektonik Norddeutschlands im „Salzauftrieb“ möge man zusammenhalten, um sich über Wert oder Unwert der beiden gegenüberstehenden Auffassungen ein Urteil zu bilden.

Im einzelnen ist auf die HARBORTschen Angriffe gegen die Ekzemtheorie folgendes zu erwidern:

1. Zu Seite 268 unten. Da sich Ekzeme im Laufe der geologischen Periode wie stets wieder sich erneuernde Horste verhalten, so wurden natürlich sie vornehmlich von Meeres-transgressionen betroffen. Auch heute würden sich bei einem Meereseinbruch der Nordsee über die Lüneburger Heide nur unmittelbar bei Lüneburg und Stade quartäre Sedimente auf Zechstein auflagern<sup>3)</sup>, im übrigen aber konkordante Auflagerung geschaffen werden. Es ist deshalb gar nicht zu erwarten, daß man außerhalb des Machtbereichs der Salzekzeme jede Transgression nachweisen kann.

2. Zu Seite 272. Es ist ja Herrn HARBORT bekannt, daß er selbst schon von anderer Seite sich den Einwand hat gefallen lassen müssen<sup>4)</sup>, daß ein druckflüssig emporgequollenes Salz vollkommene Vermischung aufweisen müßte. Anders ist der Vorgang nach der Ekzemtheorie.

Die Rekrystallisation bewirkt für den ganzen Bereich des sich formenden Ekzems ein Hinwandern der Schichten nach dem Salzspiegel zu. Es sind generell nur die hangenden und vielleicht auch die leichtest angreifbaren Schichten bei der

---

<sup>1)</sup> Über Gebirgsbildung. Feierl. Sitz. W. A. d. W. 24. Mai 1904, S. 13, Anm. 10. Antlitz der Erde III, 2, 1909, S. 34. Ich hatte also nicht nötig, diese Ideen, wie HARBORT will, erst auf Norddeutschland zu übertragen.

<sup>2)</sup> Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. Niedersächs. geol. Vereins, Hannover 1910, S. 141 ff.

<sup>3)</sup> Etwas Ähnliches geht heute vor unseren Augen mit dem Ekzem Helgoland vor sich.

<sup>4)</sup> STILLE: Das Aufsteigen des Salzgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, S. 99.

Aufwärtswanderung bevorzugt. Unlösliche Schichten, wie der Salzton, werden durch die tieferen löslichen passiv mitgeschleppt, behalten aber ihre relative Lage wie die Schmutzstreifen im Gletscher. Natürlich aber können auch einzelne Massen beschleunigter wandern und im Laufe der geologischen Zeiten voreilen. Dadurch sind dann die „stehenden Falten“ zu erklären, die sich aber in ihrer typischen Ausbildung (Kaliwerk „Jessenitz“ in Mecklenburg und „Hansa Silberberg“ bei Hannover) grundsätzlich dadurch von Gebirgsfalten unterscheiden, daß ihre Achsen nicht horizontal, sondern vertikal im Raum orientiert sind<sup>1)</sup>.

3. Herr HARBORT gibt seinerseits jetzt wenigstens die Möglichkeit zu, daß die Gipshutmassen subterrän gebildet sind, wovon in seinem ersten Vortrag noch nicht die Rede war. Mit diesem Zugeständnis entfällt allerdings mein durchaus zutreffender Einwand, daß seine früheren Vorstellungen ein senones Kreidegebirge von alpinen Höhendimensionen verlangten. Unwiderlegt bleibt ein weiterer Einwurf, daß in der HARBORTschen Profilebene<sup>2)</sup> wenige hundert Meter unter der Tagesoberfläche zur Kreidezeit das Steinsalz druckflüssig gewesen sein müßte, in Teufen also, in denen heute der Bergbau die größten Hohlräume ohne Zimmerung sich erlauben darf.

4. Wo blankes Steinsalz unter jüngeren Schichten erbohrt wurde ohne aufgelagerten Gipshut, sind nach meiner Theorie zwei Vorstellungen denkbar. Entweder enthält das Steinsalz gar keine oder nur wenig anhydritische Verunreinigungen, oder aber es hat seit der letzten Transgression der Salzauftrieb hier noch nicht eingesetzt.

5. Bei Rolfshagen liegt nach HARBORTs Angabe das Senon in normaler Höhe über dem Zechsteinsalz. Man muß daraus schließen, daß hier gegenwärtig die alte Transgressionsfläche und die Gleichgewichtsebene des Ekzems annähernd in gleichem Niveau liegen (100—200 m unter Tage). Rolfshagen ist nur ein weiterer Beweis für die Richtigkeit der Behauptung von der Niveaubeständigkeit des Salzspiegels. Nach der HARBORTschen Vorstellung aber müßte hier seit der Kreidezeit immer gerade soviel Steinsalz tektonisch herausgequetscht worden sein, wie subterrän abgelautet wurde, weil sonst die Senondecke entweder gelüftet worden wäre oder eingesunken sein müßte. Will HARBORT im Ernste eine solche Behauptung aufrechterhalten und nicht zugeben, daß hier kein Zu-

---

<sup>1)</sup> Der Salzauftrieb, S. 76—82.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 1910, Profil auf Seite 333.



fall, sondern ein gegenseitiges Bedingthein zweier Kräfte, der Lösung und des Auftriebs, obwaltet?

6. Wenn gelegentlich der Salzspiegel trocken angefahren wurde<sup>1)</sup>, so beweist das nur, daß die Grundwässer ihren Angriffspunkt auf der Oberfläche des Ekzems örtlich und zeitlich verlegen. Daß der Gipshut Auslaugungsreste darstellt, und somit gewaltige Auflösungen unter Tage vor sich gegangen sind, wird im Prinzip ja nun auch von HARBORT nicht mehr bezweifelt.

7. Die Bohrung in Neuen Lande bei Bremen, welche erst bei 800 m auf Salz fündig wurde, ist entweder auf die Flanke eines noch aktiven oder auf ein bereits versunkenes Ekzem geraten, wie sich deren an vielen Orten als notwendige Konsequenz der Ekzemtheorie nachweisen lassen.

Sonst bringt Herr HARBORT noch manches vor, was lediglich als gefühlsmäßige Umdeutung an sich indifferenter Tatsachen zu werten ist. Eine Anzahl deutlicher Irrtümer verdient noch festgestellt zu werden.

Wenn Herr HARBORT an mehreren Stellen (S. 270 und 273) Salzspiegel und Grundwasserspiegel konfundiert, so ist zu bemerken, daß beide Erscheinungen nach FULDA wie nach meinem Sprachgebrauch etwas gänzlich Verschiedenes sind.

Ein Irrtum ist die Annahme HARBORTS, daß durch meinen Vergleich mit Gletschern der Salzauftrieb „erklärt“ werden sollte, wie überhaupt Erklärung und Beschreibung dieser Erscheinungen bisher ausdrücklich noch vorbehalten wurde. Immerhin kann ich bei dem Gletscherbild zu meinen Gunsten anführen, daß bereits vor vielen Jahren ein Physiker von der Bedeutung PFAUNDLERS in seiner Schrift über Regelation und Rekrystallisation diesen Vergleich wissenschaftlich sanktioniert hat, was mit dem HARBORTschen Bild von Schokoladenkuchen wohl nicht so leicht zu erweisen wäre. Hält HARBORT also den Vergleich der Gletscherbewegung mit der Rekrystallisation für „höchst deplaziert“, so mag er sich an PFAUNDLER wenden; ich lehne es meinerseits ab, über das Kuchenbild mich zu äußern nach dem Grundsatz: de gustibus non est disputandum.

Irrtümlich ist es, wenn HARBORT von „langgezogenen Salzvorkommen“ in Louisiana spricht. Sie sind dort überwiegend so schön rund geformt wie in Lüneburg.

---

<sup>1)</sup> Schacht Niedersachsen bei Wathlingen, Schieferkaute bei Sarstedt, Jessenitz in Mecklenburg und die neueren Schächte im Allertal wissen unter anderen von dem Gegenteil ein Lied zu singen.



Eine irrtümliche Vorstellung hat HARBORT schließlich von den Faltungszonen in den Alpen, wenn er darin die Norddeutschland kennzeichnenden Scharen streichender Brüche oder ein „Schollenmosaik“ vermutet. Dagegen halte ich allerdings für erwägenswert, ob nicht etwa bei den Kalk-Gneis-Falten des Berner Oberlandes<sup>1)</sup> im Gefolge der mechanischen Wanderungen und im gleichen Sinne hygroplastische Molekularbewegungen an der Grenze verschieden löslicher Gesteinsmassen eine bedeutsame Rolle spielen. Ähnliche Gedankengänge kann ERICH HARBORT bei HEIM, PFAFF (Mechanismus der Gebirgsbildung) und REYER (Theoretische Geologie) vorfinden.

### 37. Zur Richtigstellung der Behauptungen des Herrn LEPSIUS über das norddeutsche Diluvium.

Von Herrn C. GAGEL.

Travemünde, den 15. Juli 1911.

In seiner Antwort an mich „Das marine Diluvium im norddeutschen Tiefland“ (Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. Nr. 3, S. 175 ff.) behauptet Herr LEPSIUS, ich hätte ihn über seine „Auffassung des marinen Diluviums und der pflanzenführenden Diluvialschichten“ befragt, und ich hätte seine früheren Ausführungen mißverstanden; er gibt demgemäß als Antwort eine erneute Darstellung seiner Ansichten über das Diluvium und darüber, wie er jetzt seine früheren Ausführungen verstanden wissen will.

Die erste Behauptung des Herrn LEPSIUS steht im eklatantesten Widerspruch mit dem, was ich in ganz und gar nicht mißzuverstehender Weise habe drucken lassen!

Ich habe Herrn LEPSIUS nirgends nach seinen Ansichten oder seiner Auffassung gefragt, die ich sehr wohl verstanden habe, sondern ich habe ganz detailliert aus der allgemein bekannten Literatur nachgewiesen, daß fast alle die

---

<sup>1)</sup> Auf derartige Erscheinungen im westlichen Tirol konnte ich aufmerksam machen in einer Arbeit über den Bau des Jackel in Obervintschgau. Beitr. z. Pal. Österr.-Ung. usw. Bd. XXI, 1908, S. 22.

von Herrn LEPSIUS behaupteten angeblichen „Tatsachen“ und sonstigen Angaben, auf die sich seine „Theorie“ stützt, soweit sie sich auf mir genauer bekannte Gebiete beziehen, unrichtig sind und im schroffsten Widerspruch mit allem stehen, was wir von gesicherter Tatsachenkenntnis über unser Diluvium besitzen, und ich habe Herrn LEPSIUS gefragt, auf welche (mir und meinen Kollegen unbekannten) Autoren und Schriften diese seine, von mir als unrichtig erwiesenen, tatsächlichen Behauptungen zurückgehen; — ich habe gesperrt (S. 691) von Tatsachen, nicht etwa von irgendwie gearteten Deutungen und Auffassungen derselben geredet! Auf diese gar nicht mißzuverstehenden, präzisen Fragen ist Herr LEPSIUS die Antwort schuldig geblieben, ohne den mindesten Versuch einer Erklärung zu machen, und antwortet statt dessen auf etwas, wovon ich gar nicht geredet habe!

Herr LEPSIUS verweist nur auf ein anderes Werk von sich „Über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in Europa“ mit der Unterstellung, daß ich das wohl noch nicht gelesen hätte. Ich hatte dieses andere Werk von Herrn LEPSIUS längst (und auch, glaube ich, recht genau) gelesen — meine Gewohnheit ist es nicht, über Dinge zu schreiben, über die ich mich nicht genügend unterrichtet habe —, ich habe aber in dem erwähnten Werk leider ebenfalls nur Herrn LEPSIUS' Ansichten und Auffassungen, aber keinerlei Beweise oder nähere Begründungen der angeblichen — von mir eben als unrichtig erwiesenen — Tatsachen gefunden.

Es bleibt also dabei, daß die tatsächlichen Angaben über unser marines Diluvium und über unsere postglazialen marinen Schichten, mit denen Herr LEPSIUS seine „Theorie“ zu stützen sucht, allesamt falsch sind.

Herr LEPSIUS behauptet ferner jetzt, ich und meine Kollegen hätten „das Schema der Schweizer Geologen angenommen: „Während der Diluvialzeit wechselten in ganz Europa wärmere „und kältere Perioden 4- oder 5- oder 6 mal miteinander ab“; „die norddeutschen Geologen haben einfach das alpine Schema F „auf das norddeutsche Tiefland übertragen“ (S. 175, 176).

Ich möchte Herrn LEPSIUS wiederum fragen, woher er diese Kenntnis hat?

Wer die Literatur über das norddeutsche Flachland in den letzten 25 Jahren aufmerksam verfolgt hat, wird finden, daß wir Geologen von der Preuß. Geolog. Landesanstalt fast ohne Ausnahme uns in dieser Beziehung ungemein vorsichtig zurückgehalten haben.

Wir haben in der übergroßen Mehrzahl, solange es irgend ging, versucht, mit zwei Eiszeiten und einer Interglazialzeit auszukommen, und haben erst in den letzten Jahren, als die gegenteiligen Tatsachen und Beobachtungen sich so sehr häuften, daß sie gar nicht mehr zu übersehen und anders zu erklären waren, uns mit der drittletzten Eiszeit und der vorletzten Interglazialzeit vertraut gemacht.

Sowohl mein Kollege KEILHACK wie ich haben sehr energisch gegen die Versuche, ausländische Schemata von den vier oder sechs Eiszeiten ohne weiteres auf unser norddeutsches Flachland zu übertragen, Front gemacht, was Herr LEPSIUS offenbar ebenfalls nicht gelesen hat bez. nicht beachtet. Von der frühesten Eiszeit und der entsprechenden Interglazialzeit der Alpenländer bei uns in Norddeutschland zu reden, ist m. W. bisher nur einigen jüngeren „Gelehrten“ vorbehalten geblieben, die sich durch völlige Unkenntnis aller einschlägigen Tatsachen und durch völlige Unerfahrenheit im Felde auszeichnen, und mit diesen phantasiebegabten Herren zusammengeworfen zu werden, dagegen müssen wir preußischen Geologen uns ganz eindringlichst verwahren!

Worauf also die obige Behauptung des Herrn LEPSIUS in ihrer Allgemeinheit begründet ist, ist bis auf weiteres ein ungeklärtes Rätsel, das zu den übrigen unaufgeklärten Behauptungen des Herrn LEPSIUS dazukommt. Wo wir norddeutschen Geologen uns über das Klima von „ganz Europa“ ausgelassen haben sollen, ist mir ebenso unbekannt; wir haben m. W. uns immer nur an unsere speziellen Erfahrungen in Norddeutschland gehalten. Wir schließen auch nicht, wie Herr LEPSIUS behauptet, „daraus, daß an irgendeinem Orte ein kleines Torflager zwischen Moränen vorkommt, sogleich auf einen Wechsel des europäischen Klimas“, sondern wir haben durch sehr exakte stratigraphische und faunistische Untersuchungen in marinen Schichtserien desselben Ortes gleichsinnige und doppelte Klimaschwankungen in Norddeutschland nachgewiesen, wie letzthin gegen Herrn LEPSIUS von mir angeführt ist, und die Resultate unserer — und der dänischen — floristischen Untersuchungen interglazialer und postglazialer Pflanzenablagerungen gehen in derselben Richtung.

Herr LEPSIUS erklärt das, was wir auf Grund obiger Untersuchungen als interglaziale Ablagerungen bzw. Erscheinungen ansehen, aus „lokalen, tektonischen Ursachen“, verleiht aber leider die Hauptsache, nämlich irgendeinen positiven Beweis für diese zahlreichen tektonischen, auf-

und absteigenden Bewegungen anzuführen, die er nur voraussetzt.

Herr LEPSIUS führt zwar zum Beweise, daß Norddeutschland früher sehr viel höher lag, eine Anzahl Bohrungen an, in denen das Diluvium bis zu 100—144 m unter N.N. herunterreicht, ohne daß darunter marines Präglazial gefunden wäre, kennt aber offenbar das von MAAS in Westpreußen und Posen unter dem Diluvium gefundene marine Präglazial nicht — erwähnt es jedenfalls nicht —, und bedenkt auch nicht, daß nicht nur das marine Präglazial unter dem Diluvium meistens fehlt — natürlich weil es am meisten den Erosionswirkungen des Eises und seiner Schmelzwässer ausgesetzt war — sondern daß ebenso Pliocän fast immer und Miocän sehr oft aus demselben Grunde fehlen; ja daß sogar oft das Alttertiär ganz oder zum größten Teil vom Eis abgetragen ist, und daß Diluvialschichten dann auf der Kreide direkt aufliegen (z. B. bei Lägerndorf in Holstein). Ist hier etwa seit der Kreide hochliegendes Festland gewesen?

Aus demselben Grunde sind offenbar auch die organogenen Interglazialbildungen so selten, weil sie beim Herannahen des nächsten Eises am meisten der Zerstörung ausgesetzt waren, worauf schon mehrfach von WAHNSCHAFTE und SCHRÖDER hingewiesen ist.

Alles, was wir über das norddeutsche Flachland wissen, widerspricht ganz unzweideutig diesen fröhdiluvialen „lokalen, tektonischen Einbrüchen“ in dem behaupteten Ausmaß von vielen Hunderten von Metern.

Herr LEPSIUS möge doch nur einen einzigen positiven Nachweis für derartige enorme Absenkungen in Norddeutschland in diluvialer Zeit beibringen!! Ohne auf zahlreiche sonstige entgegenstehende Beobachtungen einzugehen, möchte ich nur folgendes Gegenargument anführen. Noch in der „borealen“ Periode soll das Gebiet Norddeutschlands bzw. der Nord- und Ostsee 500—600 m höher gelegen haben als jetzt (LEPSIUS a. a. O. S. 525—526) — dabei kennen wir die marine, wärmeliebende Flachwasserfauna der Eemzone, die in das ganz frühe Diluvium fällt (nach unseren jetzigen Kenntnissen in die Zeit vor Ablagerung des Geschiebemergels der Haupteiszeit) von Holland durch Schleswig-Holstein über die Weichsel bis tief nach Ostpreußen hinein!

Ganz im Gegensatz zu diesen angeblichen enormen Senkungen von über 500 m deuten gewisse Anzeichen im jungen Diluvium darauf hin, daß in der Zeit zwischen Haupteiszeit und Oberdiluvium sehr beträchtliche Schollenhebungen

im Südwestbalticum stattgefunden haben, die die bis dahin tief begrabenen Alttertiär- und Senonschichten plötzlich in die Höhe brachten und den Angriffen des letzten Inlandeises aussetzten, das enorme Massen davon verarbeitete bzw. als wurzellose Schollen fortschob!

Wenn Herr LEPSIUS ferner behauptet, ich hätte ihn in bezug auf die „interglazialen“ Verwitterungszonen und Verwitterungserscheinungen („Durchspülung mit Grundwasser“) mißverstanden, so entspricht das ebenfalls nicht den Tatsachen.

Die Ausführungen des Herrn LEPSIUS im 2. Band der Geologie von Deutschland sind so eindeutig, daß sie m. E. überhaupt von niemand mißverstanden werden können!

Wie diese ganz eindeutigen Ausführungen und Ausdrücke aber mit den jetzigen Interpretationen des Herrn LEPSIUS, und wie diese mit den tatsächlichen Verhältnissen zu vereinbaren sind, das geht allerdings über mein Begriffsvermögen, und ich fürchte, es wird manchem anderen Fachgenossen ebenso gehen.

Herr LEPSIUS redet in seiner Geologie von Deutschland, B. II, von einer „Durchspülung mit Grundwasser“, die die „lokalen“ Verwitterungserscheinungen veranlaßt haben soll. Jetzt soll darunter nicht etwa das verstanden werden, was damit nach gemeinem Sprachgebrauch unzweideutig gesagt ist — „daß die Grundwasserströme nicht quer durch die Moränen hindurchfließen können“, das weiß Herr LEPSIUS jetzt —, sondern es ist damit die Bewegung des Grundwassers **über** dem Geschiebemergel gemeint! „Die Verwitterung der Grundmoränen ist ein chemischer Prozeß der Auslaugung durch Wasser“; „ein solcher Prozeß findet nur an Orten statt, wo Wasserbewegung vorhanden ist“ (S. 179, Abs. 1 u. 2)! Also das Grundwasser bewegt sich über den Moränen, **nicht durch** sie hindurch! Trotzdem werden die Moränen durch das Wasser ausgelaugt, das sich nicht durch sie hindurchbewegt, sondern über ihnen fließt!

Wir „Flachlandsgeologen“ sind nach unseren Beobachtungen bisher der Meinung gewesen, daß die intensive Verwitterung, Verlehmung bzw. Ferrettisierung der alten Grundmoränen und Schotter ganz wesentlich durch Kohlensäure und Luft zustande gekommen ist über dem Grundwasserhorizont — es sind alte Landoberflächenzersetzungen, die unter dem Grundwasserspiegel fehlen oder ganz wesentlich eingeschränkt sind — natürlich geschieht das unter Mitwirkung einer gewissen Bodenfeuchtigkeit, die aber die Luftzirkulation nicht verhindern darf!

Daß mir der Vorgang durch obige Ausführungen des Herrn LEPSIUS wesentlich besser erklärt scheint, kann ich



leider nicht sagen. Vielleicht sieht sich Herr LEPSIUS vorher einmal erst solche intensiv zersetzten und ferrettisierten Bildungen an, ehe er weitere Interpretationen des Vorganges erläßt; ich bin gerne erbötig, ihn bei passender Gelegenheit zu führen und ihm das, worauf es ankommt, zu zeigen.

Daß diese „ganz lokalen Erscheinungen“ sich jetzt auf mehr als 500 km Erstreckung von Ditmarschen bis zur Lausitz nachweisen lassen, habe ich mich vor kurzem zu erweisen bemüht.

Die Sache liegt jetzt also so:

1. daß die Auffassung des Herrn LEPSIUS über unser norddeutsches Diluvium auf Behauptungen beruht, die zum größten Teil all unseren sicheren Tatsachenkenntnissen widersprechen, die zum anderen Teil aber völlig unerwiesen sind;
2. daß die notwendigen Konsequenzen aus der Auffassung des Herrn LEPSIUS überhaupt nicht zu finden sind bzw. gleichfalls den sicheren Tatsachen widersprechen;
3. daß Herr LEPSIUS auf meine Anfragen nach den Unterlagen für seine von mir als unrichtig erwiesenen Behauptungen betreffs Lagerungs- und faunistischer Verhältnisse des marinen Diluviums und der postglazialen marinen Ablagerungen (auf welchen falschen Behauptungen seine ganze Auffassung beruht) die Antwort schuldig geblieben ist; ebenso wie er auf den aus meinen Ausführungen abgeleiteten Schluß vorsichtshalber nichts erwidert hat, daß er die wichtigste Literatur über unser norddeutsches Diluvium überhaupt nicht im Original gelesen hat.

Wenn Herr LEPSIUS also fürderhin diese seine hierdurch genügend gekennzeichneten Ansichten selbst noch für eine „Theorie“ halten will, so kann man ihm das natürlich nicht verwehren; uns norddeutschen „Flachlandsgeologen“ wird man es aber nicht verdenken können, wenn wir die auf Grund dieser „Theorie“ uns erteilten Ratschläge dankend ablehnen und über die stolze „Erwartung“ des Herrn LEPSIUS, seine neuen Anschauungen „zunächst“ reiflich zu bedenken und nachzuprüfen (S. 177), jetzt zur positiven Weiterarbeit übergehen.

Dringend wünschenswert wäre es aber, daß Herr LEPSIUS, bevor er sich weiter zur Sache äußert, endlich einmal genau



und im Original nachliest, was wir norddeutschen Flachlandsgeologen selbst geschrieben haben, damit er nicht immer wieder neue, als unrichtig zu erweisende Behauptungen darüber veröffentlicht, und daß Herr LEPSIUS, wenn er auf ganz eindeutige Feststellungen und Anfragen nicht mit erwiesenen bzw. erweisbaren Tatsachen antworten kann, dieses auch mindestens durch Schweigen zugesteht, statt immer wieder über Dinge zu reden, die gar nicht in Frage stehen und obenein die Sorgfalt und Gewissenhaftigkeit des Gegners ganz unbegründet zu verdächtigen.

---

### 38. Der diluviale Ilmlauf auf der Finne.

Von Herrn L. HENKEL.

Pforta. den 17. Juni 1911.

Im Jahre 1896 wies P. MICHAEL<sup>1)</sup> den präglazialen Ilmlauf von der Gegend von Weimar bis Rastenberg nach. Der einzig möglichen Fortsetzung dieses Flußlaufes im Lossatal lag der Rücken der Finne im Weg, und es war daher anscheinend eine Notwendigkeit, anzunehmen, daß dieser Höhenzug noch in diluvialer Zeit eine beträchtliche Hebung erfahren habe. WÜST<sup>2)</sup> sprach diese Annahme zuerst aus. Als erwiesene Tatsache vollends mußte diese Hebung erscheinen, als es MICHAEL gelang, die Fortsetzung des alten Ilmlaufes jenseits der Finne über Saubach und Steinburg bis in das Hasseltal bei Niedermöllern zu verfolgen. MICHAEL selbst zog denn auch ebenfalls diesen Schluß. Voraussetzung für die Notwendigkeit der Annahme einer diluvialen Hebung der Finne (um 40 bis 50 m) war freilich die Richtigkeit der geologischen Spezialkarte, nach welcher der wasserscheidende Rücken bei Kahlwinkel (Blatt Wiehe) ganz aus Buntsandstein besteht. Nun ist aber das betreffende Blatt bereits 1875 von DAMES aufgenommen worden, also in einer Zeit, in der die Anschauungen über das Diluvium noch ganz andere waren als jetzt.

---

<sup>1)</sup> Die Gerölle- und Geschiebevorkommnisse in der Umgebung von Weimar. Progr. Realgymn. Weimar 1896.

<sup>2)</sup> Beiträge zur Kenntnis des präglazialen Flußnetzes von Thüringen. Mitt. Ver. f. Erdk. Halle 1901.

E. NAUMANN und PICARD<sup>1)</sup> wiesen denn auch darauf hin, daß jene Annahme zur Erklärung der Tatsachen nicht unumgänglich sei, da man die Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen auf der jetzigen Wasserscheide nicht kenne. Die Ansicht von NAUMANN und PICARD hat jetzt Bestätigung gefunden durch eine Bohrung, die das Werk Bernsdorf gerade auf der Wasserscheide dicht bei Kahlwinkel in 274 m niedergebracht hat. Man hat dort 46<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m im Diluvium gebohrt und damit den Buntsandstein erreicht. Nach den Mitteilungen, die mir der Leiter der Arbeiten, Herr Bergassessor GROSCHKE, freundlichst machte, und für die ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche, hat die mit dem Meißel ausgeführte Bohrung nur Ton, Sand und Gerölle zutage gefördert. Das gleiche war bei einem Schachte der Fall, der nahe dabei, etwas mehr gegen die rechte Seite des alten Tals, bis zu 31 m abgeteuft wurde. Nordische Geschiebe fanden sich reichlich, anscheinend aber nicht mehr in den tiefsten Lagen der Bohrung. Ilmgerölle habe ich in dem ausgeworfenen Material nicht auffinden können. Die Bohrung ist nicht weiter geführt, sondern der technischen Schwierigkeiten wegen der Betrieb 600 m südostwärts gegen die Tauhardter Windmühle hin verlegt worden, wo man schon in 2 m Tiefe auf anstehenden Buntsandstein stieß. Nun liegt die tiefste Stelle des Bohrloches allerdings doch noch ungefähr 4 m höher als die Sohle des nördlichsten Ilmkieses im Streitholz bei Rastenberg, aber es ist ja auch gar nicht wahrscheinlich, daß die Bohrung gerade den tiefsten Punkt im Querschnitt des alten Tales getroffen hat. Man wird daher annehmen können, daß das Bett der Ur-Ilm von Rastenberg nach Saubach gleichsinniges Gefälle hat. Zur Annahme einer diluvialen Hebung der Finne liegt kein Grund mehr vor. Ich bemerke dabei, daß ich trotzdem der Terrassenbildungen unserer Flüsse wegen tektonische Bewegungen in diluvialer Zeit für unabweisbar halte; nur wird man sich nicht die Hebung eines schmalen Rückens, sondern die flache Aufbiegung größerer Flächen vorzustellen haben.

Übrigens liegen auch keine Tatsachen vor, die darauf deuten, daß etwa das vorrückende Inlandeis der Ilm den Weg gesperrt und sie dadurch zur Änderung ihres Laufes gezwungen habe. Im Gegenteil läßt der Mangel nordischer Geschiebe in den tiefsten Lagen darauf schließen, daß beim Heranrücken des Inlandeises das alte Ilmtal bereits von dem Fluß verlassen

---

<sup>1)</sup> Jahrb. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, S. 571.

war und seine Ausfüllung mit einheimischem Material begonnen hatte. Als Ursache der Laufverlegung möchte ich danach annehmen, daß ein Bach, der als Vorläufer der jetzigen Ilm in der Richtung Oßmannstedt—Großheringen zur Saale floß, durch rückschreitende Erosion die Ur-Ilm anzapfte und ihren Oberlauf dem Gebiet der Saale einverleibte.

### 39. Nochmals der Vulkan Soputan in der Minahassa.

Von Herrn JOH. AHLBURG.

Zurzeit Wetzlar, den 4. Juli 1911.

Herr A. WICHMANN hat es für nötig befunden, in Sachen des Soputan seiner ersten „Richtigstellung“ eine erneute folgen zu lassen<sup>1)</sup>. Ich sehe mich daraufhin nochmals zu einigen Feststellungen veranlaßt.

Herr A. WICHMANN erklärte in seinem ersten Angriffe<sup>2)</sup> meine Angaben über den Soputan, insbesondere einen von mir daselbst beobachteten Lavaausbruch für „völlig aus der Luft gegriffen“. Als Beweis hierfür galt ihm, der niemals den Soputan oder sonst etwas in seiner Umgebung besucht hat, der Umstand, daß in den indischen Zeitungsberichten der letzten Jahre nichts von diesem Lavaausbruche, wohl aber von wiederholten geringfügigen Schlamm- und Ascheneruptionen zu finden gewesen ist; er zog daraus den überraschenden Schluß, daß ich jenen Lavaausbruch mit den ihm allein bekannten unbedeutenden Schlammauswürfen verwechselt habe.

In meiner Erwiderung<sup>3)</sup> gab ich nach meinen Tagebuchaufzeichnungen eine genaue Beschreibung der von mir beobachteten Lavamasse und wies nach, daß die von Herrn WICHMANN erwähnten Schlammausbrüche an einer ganz anderen Stelle am Soputan stattgefunden haben.

Anstatt in seinen erneuten Ausführungen lediglich auf die Punkte seines ersten Angriffes zurückzukommen, greift Herr

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. S. 228 ff.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 589 ff.

<sup>3)</sup> Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. 665 ff.

WICHMANN neue Dinge aus meiner Erwiderung heraus, die ihm der „Berichtigung“ bedürftig scheinen. Um mich diesen zunächst zuzuwenden, so sei hervorgehoben, daß ich mich weder über Herrn WICHMANNs Quellen „wegwerfend geäußert“ (S. 229), noch mit irgendeinem Worte versucht habe, die Zuverlässigkeit des um die geologische Erforschung von Celebes so verdienten Herrn Bergingenieurs KOPERBERG „in Zweifel zu ziehen“ (S. 231 unten); es geht das wohl klar genug aus meinen Worten a. a. O. hervor, so daß es Herrn WICHMANN überlassen bleiben mag, dieselben anders auszulegen.

Des weiteren halte ich es nicht für nötig, die Auslegung, die Herr WICHMANN dem Schlußsatze meines Tagebuchzitates beizulegen sucht (S. 232), zu widerlegen. Denn für Herrn WICHMANN war jenes Zitat in erster Linie soweit bestimmt, als es sich mit der Beschreibung des nach ihm aus der Luft gegriffenen Lavaausbruches befaßte; im übrigen dürfte Herr WICHMANN selbst am besten überzeugt gewesen sein, daß ich über die Geschichte des Vulkans Batu angus baru so gut orientiert gewesen bin wie er, ihn außerdem ebenso wie die Schlammpfuhle von Langowan mit eigenen Augen gesehen habe.

Zu den Worten aber, die für Herrn WICHMANN bestimmt waren, die ihm Aufschluß geben sollten über Dinge, die ich selbst beobachtet hatte, und die er zuvor als aus der Luft gegriffen bezeichnete, äußert er sich jetzt folgendermaßen: „Es schließt dies“ — nämlich, daß Herr WICHMANN in den von ihm eifrigst studierten Zeitungen nichts über meinen Lavaausbruch gefunden hat — „nicht aus, daß er wirklich erfolgt ist; er bedarf aber noch der Bestätigung, und hoffentlich führen an Ort und Stelle angestellte weitere Nachforschungen zu einer Klarstellung des Sachverhaltes.“

Weiter folgen noch einige Beschreibungen der Schlamm- ausbrüche, die Herr WICHMANN in seinem ersten Angriffe fälschlich mit den von mir erwähnten Lavamassen identifiziert hat. Sie zeigen nach ihm deutlich, daß „von Lava keine Spur vorhanden“ ist. „Damit erhält die Wahrnehmung, daß der Soputan in historischer Zeit keine Lavaströme geliefert hat, nur eine Bestätigung.“ (S. 232.)

Also zuerst war der von mir beschriebene Lavaausbruch aus der Luft gegriffen, jetzt aber, nachdem ich eine genaue Beschreibung desselben gegeben, nachdem ich Herrn WICHMANN auseinandergesetzt habe, daß er ihn fälschlich mit an anderer Stelle stattgefundenen Schlamm- ausbrüchen identifiziert hat, bedarf meine Beobachtung noch der weiteren Bestätigung,

denn aus den Zeitungsnachrichten geht ja deutlich hervor, daß der Soputan in historischer Zeit keine Lavaströme mehr geliefert hat. Fragt sich nur noch, wann bei Herrn WICHMANN die historische Zeit beginnt!

Ich erspare es mir, an einer derartigen Methode von Richtigstellungen irgendwelche Kritik zu üben. Sie trifft von seiten des Herrn A. WICHMANN mich nicht als ersten, und ich begnüge mich daher, Herrn WICHMANN auf das zu verweisen, was andere Fachgenossen, wie BÜCKING<sup>1)</sup>, A. MEYER<sup>2)</sup> und MARTIN<sup>3)</sup>, auf nach Form und Inhalt ganz ähnlich abgefaßte Angriffe ihm erwidert haben.

---

<sup>1)</sup> PETERMANNS Mitt. 1900, S. 46. Ferner Samml. d. Geol. R. Mus. Leiden I, Bd. VII, 1902—1904, S. 124.

<sup>2)</sup> PETERMANNS Mitt. 1896, S. 218.

<sup>3)</sup> Tijdschr. v. h. Nederl. Aardr. Genootsch. 1891, S. 180 ff. u. a. O.

## Neueingänge der Bibliothek.

- SCHULZ, EUG.: Das Verhältnis der Bleierzführung zur Zinkerzführung in den Gängen des Bergreviers Deutz-Ründeroth. Glückauf, Berg- u. Hüttenm. Zeitschr. **46**, Nr. 8. (Mit 1 Übersichtskärtchen.)
- Die Abhängigkeit der Gangausfüllung von der Beschaffenheit des Nebengesteins in den Gängen des Bergreviers Deutz-Ründeroth. Glückauf, Berg- u. Hüttenm. Zeitschr. **47** (1911), Nr. 15 u. 16.
- Der Silbergehalt der Bleierze in den Gängen des Bergreviers Deutz-Ründeroth. Glückauf, Berg- u. Hüttenm. Zeitschr. **46** (1910), Nr. 40 u. 41.
- V. SEIDLITZ, W.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. S.-A. aus: Berichte der Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. XVI, 1906.
- Über Granit-Mylonite u. ihre tektonische Bedeutung. S.-A. aus: Geol. Rundschau I, H. 4. Leipzig 1910.
- Das Sarekgebirge in Schwedisch Lappland. (Bericht über die Hochgebirgsexkursion des Stockholmer Geologen-Kongresses.) S.-A. aus: Geol. Rundschau II, H. 1. Leipzig 1911.
- Der Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Straßburger Hütte an der Scesaplana. S.-A. aus: Festschrift z. 25 jährigen Bestehen der Sektion Straßburg i. E. des Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins. Straßburg i. E. 1910.
- Über die Bildung von Konglomeraten. Vortrag, gehalten auf der Versammlung der Philomathischen Gesellschaft in Elsaß-Lothringen zu Oberehnheim am 4. Juni 1910. S.-A. aus: Mitteilungen d. Philom. Gesellsch. in Els.-Lothr. IV, Jahrg. 18 (1910). Straßburg 1911.
- Sur les granites érasés (mylonites) des Grisons du Voralberg et de l'Allgäu. Paris 1910.
- SIEGERT, L., E. NAUMANN u. E. PICARD: Nochmals über das Alter des Thüringischen Lösses. (Entgegnung auf die Antwort des Herrn WÜST.) S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 10. Stuttgart 1911.
- V. STAFF, H.: Zum Problem der Entstehung der Umrißform von Celebes. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **63**, Monatsber. 1911, Nr. 3. Berlin 1911.
- u. H. RECK: Über die Lebensweise der Triboliten. Eine entwicklungsmechanische Studie. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin, Nr. 2, Jahrg. 1911.
- Verein f. d. bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund: Jahresbericht 1910. Essen.
- Die Bergwerke u. Salinen im niederrheinisch-westfäl. Bergbaubezirk im Jahre 1910. Essen 1911.
- WALTHER, KARL: Das krystalline Grundgebirge in der Umgebung von Montevideo (Uruguay). Mit 10 Textfiguren. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **63**, 1911, Monatsber. Nr. 2. Berlin 1911.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 11.

1911.

Protokoll der Sitzung vom 1. November 1911.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Sitzung vom 5. Juni 1911. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr.-Ing. GÜNTHER THIEM, Zivilingenieur, Leipzig, Hillerstr. 9, vorgeschlagen von den Herren CREDNER, WEISE, PIETZSCH.

Herr Dipl.-Bergingenieur RICHARD JAFFÉ, Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40, vorgeschlagen von den Herren BECK, KOLBECK, BELOWSKY.

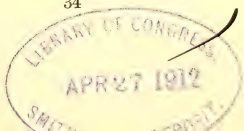
Herr Bergwerksdirektor Baron FRIEDRICH VON DER ROPP, Dipl.-Bergingenieur, Berlin W 8, Kanonierstr. 2, vorgeschlagen von den Herren LOTZ, BEYSLAG, KRUSCH.

Der Vorsitzende macht Mitteilung vom Ableben des Herrn USSING in Kopenhagen, dessen Andenken die Anwesenden durch Erheben von den Plätzen ehren.

Alsdann legt der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vor.

Danach spricht Herr G. FLIEGEL über Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. (Mit einer Textfigur.)

Das tertiäre Schichtprofil des Niederrheinischen Tieflandes umfaßt nach dem gegenwärtigen Stande der Forschung die folgenden Stufen:



Pliocän  
Obermiocän  
Mittelmiocän  
Untermiocän  
Oberoligocän  
Mitteloligocän  
Unteroligocän  
Eocän  
Paleocän.

Sie sind teils in mariner, teils in kontinentaler Facies entwickelt. Das Untermiocän tritt ausschließlich als festländische Bildung, als Braunkohlenformation, auf; außerdem gibt es im Paleocän und im Pliocän, also im ältesten und im jüngsten Tertiär, außer marinen Schichten solche des festen Landes, so daß wir am Niederrhein neben den durchaus vorherrschenden Meeresablagerungen mit mindestens drei braunkohleführenden Tertiärstufen zu rechnen haben.

Im folgenden beabsichtige ich vor allem, die Verbreitung der einzelnen marinen und festländischen Tertiärstufen zu schildern. Es sollen damit einerseits die stratigraphischen und genetischen Beziehungen dieser Bildungen verschiedener Facies dargestellt werden, andererseits erscheint es mir an der Zeit, einmal das geographische Bild der Verteilung von Wasser und Land, wie es sich im Laufe der Tertiärzeit in steigender Annäherung an die gegenwärtigen Verhältnisse entwickelt hat, für dieses weite, geologisch abgerundete Gebiet zu entwerfen.

Die Darstellung knüpft an den von W. WUNSTORF und mir gemeinsam verfaßten Abschnitt über das Tertiär in der zum XI. Allgemeinen deutschen Bergmannstage in Aachen herausgegebenen „Geologie des Niederrheinischen Tieflandes“<sup>1)</sup> und an meine ebenda erschienene Monographie über „Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein“<sup>2)</sup> an und wertet eine Fülle der dort gebrachten Beobachtungen. Auf sie — und für die Niederlande auf das groß angelegte Werk von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT<sup>3)</sup> — sei daher hinsichtlich vieler Einzelheiten und aller älteren Literatur verwiesen.

<sup>1)</sup> Auch in Abhandlungen Geolog. Landesanst. Berlin 1910, N. F. 67, S. 66–111.

<sup>2)</sup> Auch in Abhandl. Geolog. Landesanst. Berlin 1910, N. F. 61.

<sup>3)</sup> „The deeper geology of the Netherlands.“ Memoirs of the government Institute for the geological exploration of the Netherlands. Nr. 2. Haag 1909.

In dem großen Senkungsfeld des Niederrheinischen Tieflandes treten marine Schichten des Tertiärs nur an verhältnismäßig wenigen Stellen und meist nur in geringer Ausdehnung zutage, wohl überall gebunden an Horste oder an Schollen, die eine besondere tektonische Stellung in ihrer Umgebung einnehmen. So ist das Oberoligocän seit langem vom Ostrande der Niederrheinischen Bucht als Grafenberger Sand aus der Gegend von Erkrath, Grafenberg und Gerresheim, östlich von Düsseldorf, bekannt, neuerdings auch von mir weiter südlich bis zur Wupper und Dhün nachgewiesen worden, wo es auf den Randstaffeln des Niederrheinischen Grabens bei Leichlingen, Opladen und Schlebusch unmittelbar über devonischen Schichten austreicht. Mitten aus dem Tieflande erhebt es sich im Viersener Horst und tritt bei München-Gladbach, Viersen und weiter nordwestlich zutage, während das Vorkommen von Wassenberg dem Wassenberger Spezialhorst angehört.

Marines Mitteloligocän ist über Tage bisher nur aus eben diesem selben Wassenberger Gebiet, außerdem wiederum vom Ostrande der Bucht, nämlich von Ratingen und von Mülheim a. d. Ruhr, sowie nach einer neuen Beobachtung von Duisburg bekannt, wo es *Leda Deshayesiana* NYST führend am Kaiserberg ansteht.

Miocäne marine Schichten endlich kommen am Ostrande des Rheintales in zahlreichen Aufschlüssen zwischen Bocholt und Dingden vor, während solche des Paleocäns, des Eocäns, des Unteroligocäns und des marinen Pliocäns im deutschen Anteil des Niederrheinischen Tieflandes bisher über Tage nicht sicher nachgewiesen worden sind.

Auch in den Niederlanden sind die marinen Schichten des Tertiärs dem Auge im allgemeinen durch eine mächtige Decke jüngerer Ablagerungen entzogen; sie treten nur in zwei weit voneinander entfernten Gebieten zutage: Vom Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges ist aus Holländisch-Limburg marines Oberoligocän schon lange bekannt, ebenso tauchen rechtsrheinisch die Meeresablagerungen des Eocäns, Mitteloligocäns und Miocäns bei Winterswyk und Eibergen hervor.

Zu diesen kleinen oberflächlichen Vorkommen tritt eine um vieles größere, durch Tiefbohrungen nachgewiesene unterirdische Verbreitung der einzelnen Tertiärstufen hinzu. Für sie kann im allgemeinen der Satz gelten, daß sie um so lückenhafter erscheint, in je ältere Stufen wir gelangen. Wenn das auch sicherlich bis zu einem gewissen Grade auf die oft beklagten Mängel des Tiefbohrverfahrens zurückzuführen ist,

so ist andererseits doch kein Zweifel, daß gerade von den Schichten des tieferen Tertiärs nur verhältnismäßig bescheidene Reste erhalten geblieben sind; denn an die gebirgsbildenden Vorgänge schlossen sich wiederholte Meeresstransgressionen an, denen die alttertiären Ablagerungen auf weiten Flächen zum Opfer fielen. Diese teilweise Abtragung des älteren Tertiärs erschwerte es ungemein, das Bild der Verteilung von Wasser und Land zu rekonstruieren; vielfach läßt sich die Möglichkeit nicht ausschließen, daß das Meer über das nachgewiesene Gebiet mehr oder minder weit hinausgegangen ist.

### Das Paleocän und Eocän.

Entsprechend den vorangehenden Ausführungen ist unsere Kenntnis von der Verbreitung und Entwicklung des Paleocäns und Eocäns bisher sehr lückenhaft. Beide Stufen sind noch nicht über ausgedehnte Flächen nachgewiesen, auch kennen wir kein einigermaßen vollständiges und paläontologisch vollkommen begründetes Schichtprofil.

Auf der Wassenberger Scholle sind in einigen Bohrungen bei Wassenberg, Millich und Ratheim im tiefsten Tertiär Holz- und Braunkohlen in unbedeutender Mächtigkeit, bei Wassenberg eingelagert in Sandstein, gefunden worden. Es handelt sich hier zweifellos um einen bestimmten, auf größere Erstreckung durchgehenden Horizont, wenngleich über Mächtigkeit und Gesteinsbeschaffenheit der ihn aufbauenden Schichten zurzeit noch keine Einzelangaben möglich sind.

Im Hangenden sind in einer Bohrung bei Ratheim, aber auch bei Myhl und Wassenberg versteinerungführende, marine Quarzsande, krystallinische Kalksteine und Tuffkalke nachgewiesen worden.

Ihre genauere Stellung in Paleocän wird sich aus der Bearbeitung der reichen Fauna durch Herrn v. KOENEN ergeben.

In jedem Falle steht schon heut fest, daß auf der Wassenberger Scholle an der Basis der tertiären Schichtfolge terrestrische, braunkohleführende Schichten auftreten, und daß diese von Ablagerungen des paleocänen Meeres überdeckt werden.

In dem mehr nördlich gelegenen Gebiet des Elmpter Waldes fanden sich sodann in mehreren Bohrungen sehr charakteristische, graue, fleischrote und rostfarbene Tone von geringer Mächtigkeit. Sie sind identisch mit gleichartigen Bildungen auf dem niederländischen Peelhorst, der sich in

Nordwestrichtung anschließt, und gehören zu der auf dem ganzen Horst nachgewiesenen festländischen Tertiärstufe, die in stark wechselnder Mächtigkeit die Unebenheiten des Kreideuntergrundes ausgleicht. An ihrem Aufbau sind, wie eine Reihe guter Bohrprofile zeigt, überwiegend Tone und Sande, untergeordnet Sandsteine, in verschwindendem Maße Braunkohle beteiligt. Typisch ist das Profil der Bohrung Maasbree<sup>1)</sup>, das von oben nach unten folgende Schichten zeigt:

- 3,5 m harter, hellgrauer, kieseliger Sandstein,
- 0,5 m Braunkohle, braunschwarz,
- 5,0 m grüngrauer bis schwärzlichgrüner, fetter Ton mit Holzbrocken,
- 17,0 m hellgrauer, feiner, humoser, toniger Sand mit Braunkohle und schwarzen Tonlagen, örtlich Muscheln,
- 11,0 m dunkler, grauvioletter und rötlichschwarzer, rotgefleckter Ton.

Ob die braunkohleführenden Schichten von Wassenberg und vom Peelhorst dieselbe Bildung sind, ist zweifelhaft. W. WUNSTORF, der in nächster Zeit seine neuen Beobachtungen über das Tertiär dieses Gebietes veröffentlichen wird, hat kürzlich in einer Sitzung des Kollegiums der Geologischen Landesanstalt das Profil der Aufschlußbohrung Rosental (bei Dalheim) beschrieben. Hier werden Sande und Tone mit Braunkohle von den hangenden, lebhaft gefärbten, schwarzen und roten Tönen durch eine fossilführende Folge von sandigen und grobsandigen Mergeln sowie festen, oolithischen Kalksteinen geschieden. Die Bearbeitung der Fauna wird zu zeigen haben, ob diese marine, wenn auch küstennahe Bildung etwa den Muschelsanden von Ratheim stratigraphisch gleichzustellen ist. Dann hätten wir mit zwei braunkohleführenden Stufen im ältesten Tertiär zu rechnen, und die paleocänen Oszillationen der Meeresküste würden ähnlich lebhaft erscheinen wie im französischen Becken.

VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT spricht die terrestrischen Schichten des Peelhorstes, allerdings unter einigem Vorbehalt, als unteres Paleocän, als Montien, an. Sie werden nach ihm von marinem Heersien überlagert, das zu unterst aus glaukonitischen Sanden und Sandsteinen, darüber aus weißen Mergeln besteht. Die im Hangenden — wenigstens in einem Teil des Gebietes — folgenden foraminiferenreichen, festen, grauen Mergel betrachtet er als Landenien und sieht in ihnen bereits Schichten eocänen Alters. Stellt man das

---

<sup>1)</sup> Jaarverslag der Rijksopsporing van Delfstoffen over 1910, S. 11.

Landenien jedoch, wie es nicht selten geschieht, noch zum Paleocän, so würde dessen Schichtfolge allem Anschein nach vollständig vorliegen, und das Eocän gänzlich fehlen; denn im Hangenden tritt alsbald das Unteroligocän auf.

In den nordöstlichen Niederlanden, rechts des Rheines, ist die Schichtfolge des ältesten Tertiärs erheblich anders. Sicher nachgewiesen sind hier in zahlreichen Bohrungen der Provinzen Ober-Yssel und Drenthe nummulitenführende, glimmerige Glaukonitsande des Obereocäns mit Barthoniensfauna. Demgemäß gehören die im Liegenden auftretenden Schichten, eine Sandstein- und darunter eine Mergelzone, sehr wahrscheinlich dem tieferen Eocän an, ohne daß es bei dem Mangel an Versteinerungen möglich wäre, diese Vermutung zu beweisen. Die Mächtigkeit der Schichten erreicht im Norden 240 m; weiter südlich, in der Umgebung von Winterswyk, lassen sich über das Vorkommen von Eocän keine zuverlässigen Angaben machen.

Endlich muß hier der Vermutung gedacht werden, die E. HOLZAPFEL<sup>1)</sup> über das Vorkommen eocäner Ablagerungen bei Aachen geäußert hat. Dort sind einzelne aus Feuersteingerölln mit Sandsteinbindemittel bestehende Blöcke gefunden worden. Das Bindemittel eines solchen Blocks hat eine marine Fauna, darin eine Form ergeben, die von E. HOLZAPFEL auf *Ancillaria buccinoides* LAM. bezogen wird. Ist die HOLZAPFELSche Annahme richtig, so ließe sich das Konglomerat mit den Feuersteingeröllagen an der Basis des Londontons vergleichen.

Im Gegensatz zu diesen vereinzelt Vorkommen gewinnen eocäne Ablagerungen in den westlichen Niederlanden und in der nördlichen Campine größere Verbreitung und leiten mit ihrer vollständigeren Schichtfolge hinüber zum anglogallischen Becken, dessen Randgebiet ja unser Alttertiär angehört.

Leider läßt die Dürftigkeit der Aufschlüsse zuverlässige und unmittelbare Folgerungen auf die Verteilung von Wasser und Land in unserem Gebiet zur Paleocän- und Eocänzeit heute noch nicht zu; namentlich ist nicht sicher, ob das alttertiäre Meer nicht vielleicht doch zeitweise weiter nach Osten und Südosten gereicht hat, als es bisher scheint. Manche

---

<sup>1)</sup> E. HOLZAPFEL: „Die Geologie des Nordabfalles der Eifel usw.“ Abhandl. Geolog. Landesanst. Berlin, N. F. 66, 1910, S. 135/136 (auch in der Festschrift des XI. Allgem. deutschen Bergmannstages zu Aachen, 1910).



Geschiebefunde in jüngeren Schichten des Niederrheinischen Tieflandes deuten vielleicht darauf hin: H. RAUFF<sup>1)</sup> ist geneigt, die Hornsteingerölle aus der Fundgrotte des Neandertaler Menschen für eocänen Ursprungs zu halten, denn er kommt in seinen eingehenden Angaben zu folgendem Schluß: „Die größeren Foraminiferen sprechen für Eocän, mag die Bestimmung von Nummulites selbst auch noch unsicher sein. Jedenfalls sprechen sie weit mehr dafür als für Obere Kreide, die wohl nur noch in Frage kommen könnte; denn *Alveolina Boscii* DEFR. sp. erscheint zuerst im Mitteleocän und ist hier am häufigsten, während D'ORBIGNYS Angaben über *Alveolina* aus der Kreide der Bestätigung bedürfen.“

Ferner sind hier die von H. BROCKMEIER<sup>2)</sup> in der diluvialen Hauptterrasse von München-Gladbach gefundenen Gerölle mit Nummuliten zu nennen, über deren ursprüngliche Lagerstatt noch völlige Ungewißheit herrscht.

Dagegen kann ich, wie ich gegenüber Herrn P. G. KRAUSE<sup>3)</sup> betonen möchte, in den Feuersteingeröllen des niederrheinischen Diluviums und Tertiärs nicht die Reste eines eocänen Konglomerates sehen. Sie werden nach Westen zu in den verschiedensten Stufen so häufig, daß sich schon hierin ihre im allgemeinen unmittelbare Herkunft aus der Kreide ausspricht<sup>4)</sup>, wenngleich sie hier oder da wiederholt umgelagert sein mögen. In manchen Fällen handelt es sich anscheinend nicht einmal um Brandungs-, sondern um Flußgerölle<sup>5)</sup>; wenigstens habe ich in den Flußkiesen des belgischen Diluviums Feuersteine in den verschiedensten Graden der Abrollung nebeneinander beobachtet.

Wie dem auch sei, als feststehend kann jedenfalls angenommen werden, daß sich das Meer mit dem Beginn der Tertiärzeit beträchtlich nach Nordwesten zurück-

---

<sup>1)</sup> H. RAUFF: „Über die Altersbestimmung des Neandertaler Menschen.“ Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. **60**, 1903, S. 32.

<sup>2)</sup> H. BROCKMEIER: „Funde aus dem Tertiär und Diluvium von München-Gladbach.“ Berichte üb. d. Versamml. d. Niederrhein. geolog. Ver. 1909, Bonn 1910, S. 4.

<sup>3)</sup> P. G. KRAUSE: „Einige Bemerkungen zur Geologie der Umgegend von Eberswalde und zur Eolithenfrage.“ Diese Zeitschr. 1906, M.-B. S. 200 Anm.

<sup>4)</sup> Vgl. hierzu auch W. WUNSTORF: „Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht.“ Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. **66**, 1909, S. 357.

<sup>5)</sup> Vgl. auch G. STEINMANN: „Die geologischen Verhältnisse der Eolithenlage von Boncelles.“ Sitzungsberichte Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde. 1909, A. S. 84.

gezogen hatte, so daß auf dem ehemaligen Meeresboden die limnischen, braunkohleführenden Schichten abgelagert werden konnten. Ihre Entstehung schließt sich also unmittelbar an einen Rückzug des Meeres an.

Später erfolgte eine ausgedehnte paleocäne Transgression, deren äußerste Spuren bisher in der Gegend von Wassenberg festgestellt sind; sie könnte zeitlich ungefähr mit derjenigen zusammenfallen, die in England die Thanetsande, in Nordfrankreich die weit verbreiteten, marinen Sande von Bracheux hinterlassen hat.

Zur Eocänzeit drang das Meer vielleicht bis in die Aachener Gegend und weiter nach Osten vor; rechts des Rheines ist es in Ober-Yssel und Drenthe sicher nachgewiesen; keinesfalls scheint es die Küsten des Kreidemeeres wieder erreicht zu haben. Völlig unbekannt ist zur Zeit noch, in welcher Weise die Küste vom Niederrhein nach Norddeutschland verlief.

Das Fehlen echter eocäner Schichten im Bereich des Paleocäns von Wassenberg und auf dem Peelhorst würde auf Schwankungen der Meeresküste hindeuten, die als Folge gebirgsbildender Vorgänge aufgefaßt werden müßten. Jedenfalls bleibt unsicher, ob diese Schichten überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen sind, oder ob sie später abgetragen worden sind. Die weitere Klärung dieser Verhältnisse muß der Zukunft überlassen bleiben.

### Das Oligocän.

Für eine unteroligocäne Meerestransgression spricht im Erkelenzer Gebiet das Tertiärprofil einer Schachtbohrung bei Baal, wo über dem Steinkohlengebirge an der Basis der rund 30 m mächtigen, durch ihre Fauna als Unteroligocän festgelegten Sande und sandigen Tone ein Konglomerat beobachtet wurde. Auf das Vorhandensein einer nahen Meeresküste deutet sodann die oligocäne Schichtfolge in Holländisch-Limburg hin, wo die unteroligocänen Schichten mit *Ostrea ventilabrum* GOLDFUSS von brackischen Tonen mit Cerithien und Cyrenen überlagert werden.

Die unteroligocänen Schichten sind, anders als die des Paleocäns und Eocäns, bis weit in den deutschen Anteil des Niederrheinischen Tieflandes verbreitet. Wenigstens haben W. WUNSTORF und ich in Bohrungen der Gegend von Wesel neuerdings im Liegenden des Septarientones immer wieder einen 20—30 m mächtigen feinen, hellgrauen Sand angetroffen,

der einen bestimmten Horizont bezeichnet und daher wohl als unteroligocän anzusprechen ist. Auch am Kaiserberg und auf der Monning bei Duisburg<sup>1)</sup> treten im Liegenden des Septarientonés ähnliche Sande auf. Auffällig ist, daß diese Sande allgemein keine Versteinerungen führen, dagegen vielfach Braunkohlenspuren aufweisen. Vielleicht hat man in ihnen den Vertreter einer limnischen Oligocänstufe zu erblicken; doch steht dann die Klärung des stratigraphischen und räumlichen Verhältnisses zu den Meeresablagerungen derselben Periode noch aus.

Auf dem Peelhorst ist das Unteroligocän in Form von grauen, tonigen, zum Teil glaukonitischen, feinen Sanden von 10—40 m Mächtigkeit entwickelt. Auch die Beobachtungen in den nordöstlichen Niederlanden, wo auf das obere Eocän unteroligocäner Sand und sodann der mitteloligocäne Septarienton folgt (Flachbohrung Buurse-Sluis<sup>2)</sup>), würden hiermit übereinstimmen, doch ist nichts Näheres bekannt geworden.

Die südliche Grenze der ehemaligen Verbreitung unteroligocäner Ablagerungen steht nicht genau fest. Allem Anschein nach folgt nämlich das Mitteloligocän nicht gleichförmig auf das Unteroligocän<sup>3)</sup>, und es ist nicht unmöglich, daß dieses — infolge vorangegangener Gebirgsbewegungen — bei der mitteloligocänen Transgression teilweise abgetragen worden ist. —

Deutlicher wird das Bild der Verteilung von Wasser und Land im Mitteloligocän. Dieses überlagert, bis zu 150 m mächtig werdend, die verschiedensten Schichten vom Steinkohlengebirge aufwärts bis zum Unteroligocän. Es ist ganz überwiegend tonig-mergelig als echter Septarienton, wenn auch fossilarm, entwickelt. Stellenweise treten an der Basis grobsandige und schwach konglomeratische Schichten auf. In seiner Verbreitung, die, abgesehen von den oben angeführten Vorkommen über Tage, durch eine große Zahl von Bohrungen nachgewiesen ist, greift es, soweit wir sehen können, über das Unteroligocän in südöstlicher Richtung hinaus. In der Aachener Gegend reicht es bis an den Aachener Sattel heran, während es rechts des Rheines bis Duisburg und Mülheim a. d. Ruhr und bis auf den Kohlenkalk von Ratingen bekannt ist.

<sup>1)</sup> Die Kenntnis dieser Aufschlüsse verdanke ich der liebenswürdigen Führung des Herrn Professor Dr. ATHENSTÄDT in Duisburg.

<sup>2)</sup> Jaarverslag over 1910, S. 70.

<sup>3)</sup> Ich beziehe mich hier auf eine mündliche Angabe von W. WUNSTORF.

Der Septarienton ist im Verhältnis zum Unter- und Oberoligocän offenbar als eine Bildung des tieferen Wassers zu betrachten; bemerkenswert ist jedoch, daß stellenweise, so in der Gegend von Erkelenz, sandige Schichten vorherrschen und vielleicht auf küstennahe Verhältnisse hinweisen. In der hier folgenden Kartenskizze ist der vermutete, ursprüngliche Verlauf der Kontinentalgrenze, die heut natürlich durch nachfolgende, tektonische Bewegungen und teilweise Abtragung mannigfach verändert ist, in rohen Zügen eingetragen. —

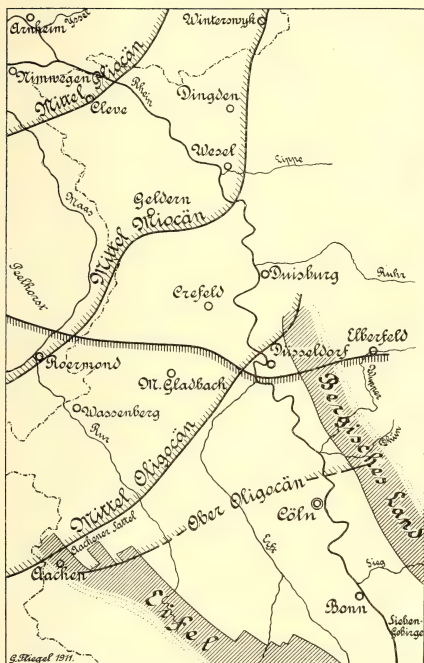
Das Oberoligocän charakterisiert sich durch die sandige Entwicklung seiner Schichten als eine Periode fortschreitender Meeresverflachung. Es kommt vor, daß das tonige Mitteloligocän nach oben zu in feine und diese in gröbere Sande übergehen, während in den jüngsten marinen Schichten des Oligocäns vielfach kiesige Schichten auftreten, wie das von W. WUNSTORF und mir seinerzeit ausführlich nachgewiesen worden ist. Wenn A. QUAAS in einem soeben erschienenen Aufsatz<sup>1)</sup> diese Verflachung ebenfalls anerkennt, so läßt sich doch seine Annahme eines zweimaligen Rückzuges des Meeres — im tiefen Mitteloligocän und an der Unterkante des Oberoligocäns — mit den zahlreichen sonstigen Bohrprofilen nur schwer in Einklang bringen.

Auffällig ist, daß die oberoligocäne Meeresverflachung mit einer Transgression verbunden ist. Die Tatsache an sich ist nicht zu bestreiten. Denn im Westen überschreitet das oberoligocäne Meer den Aachener Sattel und tritt bis an den Fuß des Gebirges heran, ja es dringt nach E. HOLZAPFEL<sup>2)</sup> bei Eschweiler in den Hastenrather Graben ein. Inmitten der Niederrheinischen Bucht sind dieselben Schichten in Tiefbohrungen bis zum Lucherberg nachgewiesen und bedecken unmittelbar, manchmal mit einem Transgressionskonglomerat beginnend, das Steinkohlengebirge. Am Ostrande der Bucht endlich reichen sie auf den Randstaffeln des Bergischen Landes südwärts bis zur Dhün und greifen über die steil aufgerichteten devonischen Schichten hinweg, wie in einem Eisenbahneinschnitt bei Opladen ausgezeichnet zu sehen ist. Da auf dem alten Gebirge südlich von der Dhün bis hin zum Siebengebirge allgemein terrestrische Schichten des Oberoligocäns auftreten, liegt hier die Küstenlinie des Meeres fest. Ob sie

---

<sup>1)</sup> A. QUAAS: „Die Tiefbohrung Waurichen I“. Jahrb. Geolog. Landesanst. Berlin **32**, 1, 1911, S. 353.

<sup>2)</sup> E. HOLZAPFEL: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel usw., a. a. O. S. 126/27.



Ungefähre  
Meeresküste  
während  
verschiedener  
Tertiärstufen.

Ungefähre  
Nordgrenze  
der miocänen  
Braunkohlen-  
formation.

Skizze der Verbreitung mariner und festländischer Tertiärbildungen  
im Niederrheinischen Tieflande.

Maßstab 1:1500000.

durch die Niederrheinische Bucht ungefähr in der von mir auf S. 519 aufgezeichneten Weise verlaufen ist, und nicht vielmehr das Meer zur Oberoligocänzeit stärker nach Süden ausbog, möge dahingestellt bleiben.

So wenig bedeutend die Transgression ist — sie erreicht das Maximum am Ostrande der Niederrheinischen Bucht mit kaum 40 km —, ist sie doch allgemein vorhanden und kann daher ebensowenig wie die Verflachung des oberoligocänen Meeres für eine örtliche Erscheinung erklärt werden. Einem Sinken des Festlandes im Süden entspricht also ein Ansteigen des Meeresgrundes im Norden. Dabei muß jedoch daran erinnert werden, daß in einem an sich flachen Küstenlande schon durch geringe Krustenbewegungen sehr beträchtliche Schwankungen der Meeresküste hervorgerufen werden.

Erst aus dem Ende der Oligocänzeit sind uns neben den Meeresablagerungen solche des festen Landes, die Flußaufschüttungen der Vallendarer Stufe, bekannt. Meine Annahme, daß diese zum Oberoligocän zu stellen sind, und daß ihnen die kiesigen Einlagerungen in den jüngsten marinen Sanden dieser Stufe entsprechen, hat durch Beobachtungen am Ostrande der Niederrheinischen Bucht eine neue Stütze gefunden. Ich erwähne in dieser Hinsicht nur, daß die „Tertiären Liegenden Schichten“ des Siebengebirges mit ihren Tonen, Quarzkiesen, -sanden, Quarziten und Kieselkonglomeraten noch im Bereich der mitteldevonischen Gladbacher Kalkmulde im Osten von Cöln in außerordentlich unregelmäßiger, durch Auslaugung des Kalksteins gestörter Schichtfolge auftreten, und daß sich unmittelbar nördlich, an der Dhün, nur marine Ablagerungen finden. Bestimmte Geröllschichten, die den Quarzsanden von Bergisch-Gladbach eingeschaltet sind, bestehen fast nur aus Gangquarzen und aus löcherigen, schlecht gerundeten Feuersteingeröllen. Gleiche Zusammensetzung haben die Kiese in den marinen Sanden nördlich der Dhün, deren stratigraphische Stellung als Oberoligocän durch das Auftreten von

*Cytherea Beyrichi* SEMP.,

*Cytherea splendida* MIR.,

*Cardium cingulatum* GOLDF.,

*Pectunculus* sp.

gesichert ist. Die kiesigen Einlagerungen deuten nicht nur mit ihren nicht weit transportierten Feuersteingeröllen auf die ehemalige Verbreitung von Kreideschichten nahe dem Ostrand der Niederrheinischen Bucht hin, sondern sprechen auch deutlich für die Zugehörigkeit der Flußaufschüttungen der Vallendarer Stufe zum Oberoligocän.



### Das Miocän.

Das für das Alttertiär festgestellte Vordringen des Meeres verkehrt sich während der Untermiocänzeit ins Gegenteil, indem die Küstenlinie weit nach Norden zurückwandert. Die Fauna des marinen Miocäns am Niederrhein muß nämlich, wie v. KOENEN wiederholt betont hat, als Mittelmiocän bezeichnet werden. Eine sich zwischen die marinen Schichten des Oberoligocäns und des Miocäns einschubende Festlandszeit kommt gleichzeitig darin zum Ausdruck, daß die Fauna von Dingen nur geringe Anklänge an die des Oberoligocäns aufweist. Da auch aus den Niederlanden nur mittelmiocäne Faunen bekannt sind<sup>1)</sup>, scheint der Rückzug des Nordmeeres bei Beginn des Miocäns ebenso wie in mehr östlich gelegenen Gebieten Norddeutschlands etwa bis in das heutige Nordseegebiet erfolgt zu sein.

Auf dem Land gewordenen ehemaligen Meeresboden und in der südlich anschließenden bisherigen Küstenebene entstanden weit ausgedehnte festländische Bildungen. In flachen Süßwasserseen, vielleicht auch in träge dahinschleichenden Flüssen und im Überschwemmungsgebiet beider wurden die als schlickige Bildungen aufzufassenden Tone der untermiocänen Braunkohlenstufe gebildet, während untergeordnet feine Sande zur Ablagerung kamen; Bildungen stärker strömenden Wassers, Kiese und grobe Sande fehlen, wie es scheint, fast ganz. Vor allem aber waren sehr ausgedehnte Flächen von Mooren und Sumpfwäldern bedeckt, die das pflanzliche Material der Braunkohlenflöze lieferten. Meist wuchsen diese Flöze an Ort und Stelle; da ihre Bildung durch die Einschwemmung tonigen Sedimentes oftmals beendet wurde, wurden sie im allgemeinen wenige, höchstens 6—10 m mächtig. Nur in beschränkten, von tektonischen Linien begrenzten Gebieten, vor allem in der Ville am linken Rande des Rheintales, im Westen von Cöln, konnte sich das Flöz während sehr langer Zeiträume ohne Unterbrechung weiter entwickeln und auf einzelnen sinkenden Schollen seine außerordentliche Mächtigkeit von bis zu 100 m erreichen.

Als Mittelmiocän müssen die im Hangenden auftretenden, über 80 m mächtigen, feinen Quarzsande mit einzelnen Feuersteingeröllagen bezeichnet werden, da sie bei ihrer erheblichen Mächtigkeit nur während eines allgemeinen

---

<sup>1)</sup> Jaarverslag over 1910, S. 91.

Sinkens des Landes entstanden sein können, das vermutlich mit dem erneuten Vordringen des mittelmioocänen Meeres zusammenfällt. Diese Sande, die wohl als Ablagerungen eines haffartigen Beckens aufzufassen sind, führen ebenfalls noch Braunkohlen, wenn auch nur örtlich, in Form mehr oder minder ausgedehnter Linsen.

Meine Auffassung vom Hereinreichen der braunkohleführenden Schichten bis ins Mittelmioocän ist von VAN WATER-SCHOOT VAN DER GRACHT durch das Profil der wichtigen Bohrung Beesel<sup>1)</sup> bestätigt worden, das eine Wechsellagerung der feinen, weißen Quarzsande mit rein marinen Schichten des Mittelmioocäns zeigt.

Die neuerdings geäußerte Auffassung, daß die braunkohleführenden Schichten des Niederrheins das ganze Mioocän umfassen, läßt sich diesen Tatsachen gegenüber wohl kaum aufrecht erhalten. Die allgemeine Erwägung von A. QUAAS<sup>2)</sup>, daß die große Mächtigkeit von 300—350 m in der südlichen Niederrheinischen Bucht dazu nötige, in ihnen das Äquivalent des ganzen Mioocäns zu sehen, wird dadurch hinfällig, daß diese mächtigen Ablagerungen inzwischen als größtenteils pliocän erkannt worden sind.

Aber auch dem von den Verhältnissen am Siebengebirge ausgehenden Einwand von W. KRANZ<sup>3)</sup> vermag ich eine Beweiskraft nicht zuzuerkennen. Dieser bestätigt selbst, daß die trachytischen Ergüsse des Siebengebirges jünger als die Vallendarer Stufe sind, ebenso daß die basaltischen Ergüsse in Wechsellagerung mit den braunkohleführenden Tertiärschichten treten. Den Beweis für seine sehr bestimmte Behauptung, daß erst mit diesen basaltischen Ausbrüchen die hangenden Tertiärschichten beginnen, bleibt er aber schuldig. Nirgends ist allerdings eine Wechsellagerung der in ihrem Alter zwischen den Trachyten und Basalten stehenden andesitischen Gesteine mit braunkohleführenden Schichten beobachtet worden; bekanntlich aber sind am Siebengebirge die limnischen Tertiärschichten nur unterhalb der heutigen 180 m-Höhenlinie abgesetzt worden; die Andesite dagegen treten, von einem kleinen, in seinen Lagerungsverhältnissen ungeklärten Vorkommen abgesehen, nur in größerer Höhe, außerhalb des Bereichs dieser Schichten, zutage. Es fehlt also bisher jede tatsächliche Beobachtung über das gegenseitige Alter der braunkohleführenden Mioocänschichten und der Andesite; daß sie aber nur gleichaltrig sein können, glaube ich

---

<sup>1)</sup> Jaarverslag over 1910, S. 2. — Vergleiche auch VAN WATER-SCHOOT VAN DER GRACHT, Internationaler Kongreß für Bergbau usw. Düsseldorf 1910. Berichte der Abteilung für praktische Geologie, S. 57, Diskussionsbemerkung.

<sup>2)</sup> A. QUAAS: „Das geologische Alter der Braunkohlenablagerungen von Ompert usw.“ Diese Zeitschr. **62**, 1910, M.-B. S. 578.

<sup>3)</sup> W. KRANZ: „Hebung oder Senkung im Rheinischen Schiefergebirge III.“ Diese Zeitschr. **63**, 1911, M.-B. S. 233.

daraus ableiten zu sollen, daß zwischen den liegenden und hangenden Schichten wohl kaum eine Lücke klaffen kann, während deren die Bildung der fluviatilen und limnischen Ablagerungen unterbrochen war. Abgesehen hiervon aber sind vulkanische Produkte bei der großen Schnelligkeit, mit der sie vielfach zur Bildung gelangen, meines Erachtens kein geeigneter geologischer Zeitmesser. Wenn endlich Herr W. KRANZ für nicht gut möglich hält, daß sich „dieses alles“ im Untermiocän gebildet haben soll, so frage ich, ob es nicht in der Zeit entstehen konnte, die ein Flöz von über 100 m Mächtigkeit zu seiner Vollendung brauchte. Ich sehe daher keinen Grund, einen Altersunterschied zwischen den hangenden Tertiärschichten vom Siebengebirge und dem Hauptbraunkohlenhorizont mehr im Norden zu machen, zumal ich die mannigfachen Beziehungen beider eingehend erörtert habe<sup>1)</sup>. Daß dieser mit dem mächtigen Flöz im Westen von Cöln aber nur als Untermiocän betrachtet werden kann, ergibt sich gerade auch aus meinen obigen Ausführungen über das mittelmiocäne Alter der das Hangende bildenden Quarzsande.

Auf einen entgegengesetzten Standpunkt hinsichtlich des Alters unseres festländischen Tertiärs hat sich neuerdings G. DOLLFUS<sup>2)</sup> gestellt, der es aus paläontologischen Erwägungen ins Oberoligocän zurückversetzt. Diese Anschauung, der sich auch G. STEINMANN und E. HOLZAPFEL<sup>3)</sup> ohne nähere Begründung angeschlossen haben, steht, wie die obigen Darlegungen zeigen, mit den tatsächlichen Verhältnissen ebenfalls nicht im Einklang.

Die braunkohleführenden Miocänschichten nehmen den ganzen Süden des Niederrheinischen Tieflandes ein. Sie greifen im Osten und Südwesten auf die Randstaffeln des alten Gebirges über und setzen sich nach Südosten ins Neuwieder Becken fort. Nach Norden sind sie bis zu der auf S. 519 eingetragenen Linie, also bis über München-Gladbach, nachgewiesen. Am Abfall des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht scheinen sie mindestens bis in die Gegend von Elberfeld verbreitet gewesen zu sein, denn die bei Vohwinkel in Trichtern des Massenkalkes vorkommenden Tertiärschichten zeigen außer Braunkohlen die für das Mittelmiocän bezeichnenden Quarzsande mit Lagen von Feuersteingeröll. Dabei ist nicht ausgeschlossen, daß sich einzelne, isolierte Vorkommen auch noch weiter nördlich finden.

<sup>1)</sup> G. FLIEGEL: „Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein“, a. a. O. S. 30–34.

<sup>2)</sup> Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France 1910, Nr. 10, Séance du 2. Mai 1910. S. 77.

<sup>3)</sup> E. HOLZAPFEL: „Neue Beobachtungen in der niederrheinischen Braunkohlenformation.“ Berichte über die Versamml. des niederrh. geolog. Ver. 1910, S. 11.

Während die braunkohleführenden Schichten im Süden, besonders am Siebengebirge, vielfach das Hangende der oberoligocänen Vallendarer Stufe bilden, ist ihre Auflagerung auf marinem Oberoligocän nahe der Nordgrenze der Verbreitung wiederholt nachgewiesen, neuerdings, wie mir W. WUNSTORF mitteilt, unter anderem am Liedberg. Das Vorkommen von Vohwinkel läßt den Schluß zu, daß die Überlagerung auch am Abfall des Gebirges ursprünglich vorhanden war.

Mit Meeresablagerungen des Miocäns treten die festländischen Bildungen nur im äußersten Nordwesten, auf niederländischem Gebiet in Wechsellagerung (siehe oben S. 522; vgl. auch die Kartenskizze). Weiter östlich bleibt die nach unserer heutigen Kenntnis über Geldern-Rheinberg verlaufende Küste des mittelmiocänen Meeres, wie ich schon vor Jahren betont habe, außerhalb des Bereichs der braunkohleführenden Schichten. Die gegenteilige Angabe von A. QUAAS<sup>1)</sup>, daß dieses „in der Gegend nördlich von Crefeld“ von obermiocänen Meeresschichten überlagert werde, trifft nicht zu. Das marine Miocän stellt sich vielmehr erst bei Geldern ein, und zwar als typisches Mittelmiocän, während die in der Gegend von Crefeld auftretenden braunkohleführenden Schichten auch nach A. QUAAS jedenfalls einer jüngeren Braunkohlenstufe angehören.

Bemerkenswert ist der Verlauf der Küstenlinie weiter im Osten. Während nämlich das Ergebnis der mittelmiocänen Meerestransgression links des Rheines immer noch ein Zurückweichen gegenüber dem oberoligocänen Meere ist, reichen die Ablagerungen des Mittelmiocäns rechtsrheinisch — auch in den Niederlanden<sup>2)</sup> — über die des Oberoligocäns hinaus. Die Küste lag östlich von Wesel, wo das Meer über Septarionton transgrediert, und verläuft von hier steil nach Norden in die Gegend von Winterswyk, so daß das Meer die Form einer tiefen Einbuchtung annimmt.

Die festländischen Miocänschichten sind, wie die vorstehenden Ausführungen zeigen, in einer Zeit des Meeresrückzuges entstanden, und ihre Braunkohlen können insofern als paralisch bezeichnet werden — wenn man diese Bezeichnung überhaupt anwenden will —, als sie großenteils auf einem dem Meere soeben abgenommenen, „zum

<sup>1)</sup> A. QUAAS: „Das geologische Alter der Braunkohleablagerungen von Ompert usw.“, a. a. O. S. 578.

<sup>2)</sup> Jaarverslag over 1910, S. 91.

Meere offenen“ Festlande entstanden sind, wie H. STREMMER<sup>1)</sup> bemerkt. Es ist aber doch zu beachten, daß sie nach allem, was wir davon wissen, nicht bis an die Küste heranreichten, vielmehr vom Meere durch ein breites, etwa bis an die heutige Nordsee reichendes flaches Land getrennt waren, das man sich entsprechend der sandigen Beschaffenheit des ehemaligen oberoligocänen Meeresbodens am ehesten als ein ödes, vielfach von Dünen eingenommenes Sandgebiet vorzustellen hat. Erst diese eigentümliche Lage der tertiären Moore in einer gewissen Entfernung von der Küste macht es verständlich, daß stellenweise ein Flöz von so großer Mächtigkeit auf sinkendem Lande entstehen konnte, ohne daß das Meer hereinbrach. —

Die mittelmiocäne Transgression setzt sich nicht ins Obermiocän fort. Das Meer scheint im Gegenteil von neuem nach Norden zurückzuweichen, wenigstens sind obermiocäne Meeresablagerungen auf deutschem Boden am Niederrhein bisher nicht bekannt geworden, und wenn sie hier auch vorhanden sein mögen, so sind sie doch wohl auf die nördlichen Gebiete, in denen Tiefbohraufschlüsse fehlen, beschränkt.

In den Niederlanden hat das fossilführende Obermiocän als feiner, toniger, glimmerreicher Glaukonitsand, der vom typischen Mittelmiocän durch eine mächtige fossilfreie Folge von Sanden getrennt ist, weite Verbreitung vom Peelhorst bis an den Rhein bei Nimwegen. Im rechtsrheinischen Gebiet, also in Gelderland (Winterswyk) und den mehr nördlichen Gebieten, Drenthe und Ober-Yssel, ist es nicht nachgewiesen.

Dem Zurückweichen des Meeres entspricht eine Emporwölbung des Südens, die Landwerdung derjenigen Gebiete, in denen zuvor die mittelmiocänen Quarzsande zum Absatz gekommen waren, und damit das endgültige Aufhören der miocänen Moorbildung.

### Das Pliocän.

Das marine Pliocän dehnt sich von England und Belgien her über einen großen Teil der Niederlande aus. LORIÉ<sup>2)</sup>

---

<sup>1)</sup> H. STREMMER: „Über paralische und limnische Kohlenlager und Moore.“ Geolog. Rundschau 2, 1911, S. 6.

<sup>2)</sup> J. LORIÉ: „Contributions à la géologie des Pays-Bas.“ Nr. I, Archives du Musée Teyler, Ser. II, Vol. II, Haarlem 1885; — Nr. IV, Bulletin Société belge de géologie 3, 1889, Mém. S. 409; — Nr. X, ebenda 17, 1903, Mém. S. 203. — Vgl. auch: F. W. HARMER: „On the pliocene deposits of Holland and their relation to the english and



gebührt das Verdienst, es seinerzeit in 8 Wasserbohrungen, u. a. bei Amsterdam und Utrecht sowie bis an die Maas bei Grave (Bohrung Mariendaal) nachgewiesen zu haben, während es neuerdings durch die staatliche Bohrverwaltung bis Mill bekannt geworden ist. Die in einigen Bohrungen des Peelhorstes, also noch weiter südlich, ursprünglich als Pliocän angesprochenen Schichten werden neuerdings von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT<sup>1)</sup> als Miocän bezeichnet.

Auf deutschem Boden habe ich bei Cleve marines Pliocän aufgefunden, indem die Bohrung Nütterden der Geologischen Landesanstalt von 68 bis 77 m Tiefe fossilreiche, glaukonitische Sande erbohrt hat. Die Vermutung, daß die artenarme Fauna pliocän sei, ist von Herrn P. OPPENHEIM, der die Bearbeitung freundlichst übernommen hat, bestätigt worden, indem er sie zum Mittelpliocän stellt.

VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT hebt im Gegensatz zu HARMER<sup>2)</sup> hervor, daß in den südlichen Niederlanden nur mittleres Pliocän<sup>3)</sup> bekannt sei, während das untere erst weiter im Norden, z. B. bei Utrecht, auftrete. Leider konnte die Bohrung Nütterden nicht tiefer geführt werden, so daß sie zur Klärung dieser Frage nicht beizutragen vermag. Nach den WATERSCHOOTSchen Angaben müssen wir annehmen, daß bei Beginn des Pliocäns ähnlich wie im Untermiocän ein beträchtlicher Rückzug des Meeres und sodann zur mittleren Pliocänzeit ein erneuter Vorstoß geschehen ist; das Gesamtergebnis ist ein Rückzug des pliocänen Meeres gegenüber dem des Miocäns.

Zur Oberpliocänzeit setzt sich die Regression des Meeres weiter fort; denn Schichten des Amsteliens sind erst aus mehr nordwestlich gelegenem holländisch-belgischem Gebiet bekannt. Es bereitet sich auf diese Weise ganz allmählich diejenige Verteilung von Wasser und Land vor, die wir im Diluvium beobachten, und die zu den Verhältnissen der Gegenwart hinüberleitet.

Aus dem Verlauf der pliocänen Meeresküste, wie sie in unserer Kartenskizze eingetragen ist, geht hervor, daß der

---

belgian crags usw.“ Quat. Journ. geolog. Soc. London **52**, 1896, S. 748; — ders.: „Les dépôts tertiaires supérieurs du bassin anglo-belge.“ Bull. Soc. géol. de géol. **10**, 1896, Mém. S. 315.

<sup>1)</sup> VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT: „The deeper geology usw.“, S. 406/407.

<sup>2)</sup> Vgl. das Kärtchen der Pliocänverbreitung bei F. W. HARMER: a. a. O., Taf. 34.

<sup>3)</sup> Jaarverslag over 1909, S. 34.



deutsche Anteil des Niederrheinischen Tieflandes damals ganz überwiegend Festland war. Kontinentale Ablagerungen aus dieser Zeit haben am Niederrhein ungewöhnlich große Verbreitung; es sind die fluviatilen Bildungen der Kieseloolithschichten.

Sie begleiten innerhalb des Schiefergebirges das Rheintal und nehmen im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht deren ganze Breite ein, da sie vom Abfall des Bergischen Landes bis zu dem der Eifel reichen. Weiter im Norden fehlen im östlichen Teil des Tieflandes und besonders rechts des Rheines noch alle Beobachtungen, so daß wir über die ursprüngliche Nordostgrenze der Verbreitung höchstens Vermutungen haben können. Die äußersten von mir nachgewiesenen Punkte sind hier Goch (am Südrande des Nierstaes) und Cleve, wo es in der Bohrung Nütterden unter 41 m Diluvium als 27 m mächtiger, weißer Quarzsand ansteht.

Das Alter der Kieseloolithschichten muß im Süden der Niederrheinischen Bucht bekanntlich als altpliocän bezeichnet werden; dafür spricht einerseits die Flora, deren Charakter nach J. STOLLER<sup>1)</sup> sogar die Stellung ins Miocän nicht verbieten würde, andererseits die räumliche Verknüpfung mit den Eppelsheimer Sanden des Mainzer Beckens durch gleichartige Bildungen dem Rheindurchbruchstale entlang.

Im Norden dagegen legen sich in den Niederlanden sowohl wie auch bei Cleve die Kieseloolithschichten auf marines, mittleres Pliocän auf. In dem Grade also, wie in jungpliocäner Zeit die Meeresküste zurückweicht, schieben sich die Flußablagerungen nach Nordwesten vor. Die Ursache ist, wie ich mit früheren Autoren annehme, da die einzelnen Tertiärstufen in den Niederlanden je weiter nach Nordwesten, desto tiefer liegen, sicher in dem zwischen großen Verwerfungen geschehenden, durch lange geologische Zeiträume anhaltenden Sinken des Küstengebietes zu suchen, wobei die Depression von Süden her durch die Flußsedimente ständig aufgefüllt wird. Wir haben also in den das ganze Pliocän umfassenden Sand-, Kies- und Tonablagerungen das pliocäne Rhein-Maas-Delta zu sehen. Die Wurzel dieses Deltas befindet sich weit südlich vom Anfang des heutigen Rheindeltas; im Rurtalgraben, dessen ständiges Sinken während jener Zeit aus der außerordentlichen Mächtigkeit seiner pliocänen Flußsedimente hervorgeht, liegt deren Unterkante

---

<sup>1)</sup> G. FLIEGEL und J. STOLLER: „Jungtertiäre und altdiluviale, pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet“. Jahrb. Geolog. Landesanst. Berlin 1910, **31**, 1, S. 248.

in der Bohrung Dürboslar (westlich von Jülich) bei 315 m—NN,  
„ „ „ „ Vlodrop I (südöstl. von Roermond) „ 535 m—NN,  
während die pliocänen Deltaablagerungen jenseits der Maas  
in der allerdings in ihren Tiefenangaben wegen der Mängel  
des Bohrverfahrens nicht einwandfreien Bohrung Molenbeersel  
nach X. STAINIER<sup>1)</sup>, wie es scheint, sogar 788 m tief (mit Ein-  
schluß von 24 m Diluvium) herabreichen.

Der Rhein ist an der Auffüllung dieses Senkungsfeldes  
erst in nachmiocäner Zeit beteiligt, nicht, wie STAINIER<sup>1)</sup> an-  
nimmt, bereits seit oligocäner Zeit, auch nicht, wie VAN  
WATERSCHOOT VAN DER GRACHT<sup>2)</sup> will, vom Ende des  
Oligocäns ab. Denn die Anfänge seiner Talbildung fallen im  
Schiefergebirge unverkennbar ins Pliocän; in der Niederrheini-  
schen Bucht aber haben wir im Miocän von festländischen  
Bildungen, wie wir oben gesehen haben, nur Moore und  
Beckenablagerungen; solche stärker bewegten, fließenden Wassers,  
Sande von grobem Korn und Kiese, treten erst im Pliocän auf.

Ziemlich verbreitet sind in den pliocänen Flußauf-  
schüttungen, besonders in denen des Rurtalgrabens, Braun-  
kohlen, deren Flöze sich durch ihre stark wechselnde Mächtig-  
keit und wenig regelmäßige Lagerung auszeichnen. Auch sie  
sind, ebenso wie die der älteren Tertiärstufen, in einer  
Zeit des Meeresrückzuges gebildet. —

Zusammenfassend ergibt sich hinsichtlich des Verhältnisses  
der kontinentalen zu den marinen Bildungen für das Nieder-  
rheinische Tiefland ein fast ständiges Oszillieren der Meeres-  
küste während der verschiedenen Tertiärstufen.

Das Alttertiär bis zum Ausgang des Oligocäns ist  
— mit einigen Einschränkungen — im wesentlichen  
eine Zeit des Vordringens des Meeres, das Jungtertiär  
im Gegensatz hierzu eine — bis nahe an die Gegen-  
wart heran anhaltende — Periode des Meeresrückzuges.

Die braunkohleführenden Bildungen des festen  
Landes entstehen stets in einer Zeit des Meeres-  
rückzuges in mehr oder minder großer Küstennähe,  
größtenteils auf ehemaligem Meeresboden. Das gilt  
sowohl von den nicht näher bekannten kontinentalen  
Ablagerungen des Paleocäns, wie auch von denen des  
Miocäns und den Deltabildungen des Pliocäns.

---

<sup>1)</sup> X. STAINIER: „La géologie du Nord-Est du Limbourg usw.“  
Bull. Soc. belge de géol. **21**, 1907, P. V. S. 135.

<sup>2)</sup> The deeper geology usw. a. a. O. S. 418.

Die letzte Ursache der eigentümlichen Lage der braunkohleführenden Schichten zum Meere müssen wir in den gebirgsbildenden Vorgängen der Tertiärzeit erblicken, die die Flözbildung zwar weniger ausgeprägt, aber doch ebenso bestimmend wie zur Carbonzeit beeinflußt haben.

An der anschließenden Besprechung beteiligt sich Herr WERTH und der Vortragende.

Herr R. HERMANN trägt vor über „Die Felsformen des Frankendolomites und des Elbsandsteins. Ein Vergleich zur Beurteilung der Karstphänomene.“

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
RAUFF.	EBERDT.	FLIEGEL.

## Briefliche Mitteilungen.

### 40. Über die Glazialbildungen im Czenstochauer Juragebiete.

Von Herrn P. KORONIEWICZ.

Warschau, den 27. Mai 1911.

Der Jura von Czenstochau, gut bekannt wegen seiner versteinungsreichen Schichten des Doggers und Malms<sup>1)</sup> bildet einen Teil des sogenannten Krakau—Wieluńschen jurassischen Höhenrückens, welcher aus dem Krakauschen in nordwestlicher Richtung über Olkusz, Czenstochau nach Wieluń und sogar noch weiter bis nach Kalisch streicht. Bei dem Dorfe Kromolów, unweit der Eisenbahnstation Zawiercie, beginnt die Warthe und läuft nordwestlich dem Westrande des Jurazuges entlang; bei Wrzosowa, oberhalb Czenstochau, trennt sie vom Zuge einen ziemlich hohen und breiten Hügel aus oberjurassischen Schichten ab und bei Czenstochau selbst einen zweiten, aber kleineren Hügel, die Jasna Góra, auf welcher die berühmte Wallfahrtskirche steht. Von hier biegt die Warthe nach NO, dann O um und arbeitet sich in den Felsenkalken des oberen Juras bei Mirów und Mstów quer durch den ganzen Rücken durch.

Wirft man einen Blick auf die F. RÖMERSche „Geognostische Karte von Oberschlesien“, Sektion Woischnik (Blatt Nr. 6), so sieht man sofort ein höchst eigentümliches Verhalten der Juraablagerungen zu dem sie deckenden Diluvium. Die Gegend südöstlich von Czenstochau, bis zum rechten Wartheufer, weist eine regelmäßige und scharf ausgeprägte streifenartige Verteilung der einzelnen nordweststreichenden Jurazonen nach; die Diluvialbildungen treten hier nur ver-

---

<sup>1)</sup> G. BUKOWSKI: Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns. 1887.

einzelte auf und mit Verwitterungsprodukten der nackten Jurafelsen zusammen. Ein ganz umgekehrtes Bild sehen wir nördlich von Czenstochau und auf dem linken Wartheufer: lange Streifen der Jurazonen verschwinden hier vollständig, und nur hier und da treten aus fast ununterbrochener Diluvialbedeckung vereinzelt Jurainseln hervor, zugleich aber bleibt die gesetzmäßige zugartige Anordnung der Jurazonen erhalten, denn jedem Jurastreifen dort entspricht eine Jurainsel hier, nur ist der tektonische Bau des Jurarückens sehr durch die Glazialbildungen verwischt. Wie gesagt, bildet eben das Durchbruchstal der Warthe diese scharfe Grenze zwischen den so verschieden an der Oberfläche gestalteten Parteen des jurassischen Zuges. Unwillkürlich kommt man auf den Gedanken, ob nicht vielleicht das Tal der Warthe in irgendwelchem Zusammenhange mit dem zu seinen beiden Seiten so ungleich gestalteten Diluvium stehe.

Die Frage nach diesen Beziehungen interessierte mich schon lange; da aber die stratigraphischen Studien im Krakau-Wieluńschen Jurazuge mich für längere Zeit in Anspruch genommen haben, konnte ich auf dieses Problem nicht näher eingehen. Erst vor zwei Jahren bot sich eine gute Gelegenheit dazu. Im Jahre 1909 wurde der Bau einer neuen Bahnstrecke von Czenstochau nach Kielce vorgenommen (samt einem Umbau der schon vorhandenen Linie von Preußisch-Herby nach Czenstochau), welche den ganzen Jurazug bis Żłoty Potok durchqueren sollte. Es waren viele Bahneinschnitte und Bohrungen in Aussicht gestellt, die das Studium nicht nur des Juras, sondern auch des ihn deckenden Diluviums fördern könnten. Ich versäumte diese Gelegenheit nicht und untersuchte das genannte Gebiet in Gemeinschaft mit B. v. REHBINDER. Ein ausführlicher Bericht darüber soll demnächst in den Schriften des Geologischen Komitées zu St. Petersburg erscheinen.

Um einen tieferen Einblick in den geologischen Bau der Umgebung von Czenstochau zu gewinnen, ergänzte ich das Forschungsgebiet derart, daß ich auch in die Gegend nördlich von Czenstochau, außerhalb der neuen Bahnstrecke, einige Exkursionen unternommen habe. Es gibt in der betreffenden geologischen Literatur leider keine Vorarbeiten für diese Gegend; nur lose Bemerkungen hierüber finden sich in mehreren Arbeiten zerstreut, hauptsächlich in dem neu erschienenen zweiten Bande der „Geologie von Polen“ von J. v. SIEMIRADZKI, welcher darin eine zusammenfassende Übersicht der bisherigen Forschungen im polnischen Diluvium und zugleich ein Ver-

zeichnis der betreffenden Literatur gibt<sup>1)</sup>. Die große Lückenhaftigkeit der Literatur veranlaßt mich, meine Beobachtungen bei Czenstochau, welche mir einige neue Tatsachen brachten, schon jetzt zu veröffentlichen, wenngleich sie noch so sehr unvollständig erscheinen.

Das von mir begangene Gebiet liegt zwischen Czenstochau und der Station Kłomnice der Warschau—Wiener Eisenbahn; es ist von O und SO durch das Warthetal, von W durch die Chaussee nach Kłobuck, von N annähernd durch die Eisenbahnstrecke begrenzt und zerfällt in orographischer Hinsicht in drei Teile, einen westlichen, mittleren und östlichen. Als allgemein gilt für das ganze Gebiet ein hügeliger Aufbau der Oberfläche und ein vollständiges Fehlen der oberjurassischen Felsen, im Gegensatz zu einer wüsten Landschaft auf dem rechten Wartheufer, für welches die Felsen geradezu charakteristisch sind.

Der westliche Teil, zwischen Szarlejka, Grabówka, Kiedrzyń und Wyczerpy, ist von mehreren größeren und kleineren Hügeln (manchmal zu Ketten angereiht), längeren und kürzeren, breiten und schmalen Rücken ( $\frac{1}{2}$  bis  $1\frac{1}{2}$  km) gebildet, die aber keineswegs regellos auftreten, sondern vorwiegend W—O und seltener S bzw. SSW—N bzw. NNO orientiert sind. Die mittlere Höhe der Oberfläche ist beinahe dieselbe wie südöstlich von Czenstochau; einige Punkte sind sogar höher als die jurassischen Felsen, indessen, wie wir weiter unten sehen werden, besteht das Material dieser Wälle und Hügel nicht aus jurassischen Gesteinen, sondern fast ausschließlich aus Glazialbildungen.

Im mittleren Teile, zwischen Mstów, Rendziny und Rudniki, sieht man oft Jurakalksteine unter einer dünnen diluvialen Lehmbedeckung; aber nirgends kommt hier der Jura zur Oberfläche und beeinflußt auch keineswegs deren Gestaltung, da stets die höchsten Punkte vom Diluvium gebildet werden; im allgemeinen ist auch hier die Oberfläche stark unduliert, doch ruhigere Landschaftsformen — dem Warthetale parallele wallartige Rücken — herrschen vor.

Endlich im östlichen, dem größten Teile des untersuchten Gebietes, zwischen Rudniki, Kościelec und Kłomnice einerseits und der Warthe andererseits, ist die Oberfläche beinahe ganz flach, mit kleinen hier und da aufgesetzten Hügeln.

Die Warthe, welche unser Gebiet, wie schon bemerkt, südlich und dann östlich umfließt, besitzt im Bereiche des

---

<sup>1)</sup> SIEMIRADZKI: Geologia ziem polskich II, 1909, S. 433—524.



Jurazuges bei Mirów und Mstów ein schmales typisches Durchbruchstal, erweitert es aber unterhalb Skrzydlów beträchtlich, bis zu 4 km Breite; hier münden die aus SO kommenden — Wiercica und weiter unterhalb die Przyrówka, letztere in einem überaus breiten altdiluvialen Tale. Die Täler dieser beiden Zuflüsse vereinigen sich im SO bei Przyrów und Konięcpol mit dem alten Tale der Pilica, welche jetzt dort nach NO umbiegt. Von der Mündung der Przyrówka wendet sich die Warthe bei Pławno nach NNW und durchquert bis Działoszyn und Załecze zum zweiten Male den Krakau—Wieluńschen Höhenzug, um dann in einem krummen Bogen nach NNO umzubiegen.

Der im großen Bogen der Warthe — von Czenstochau bis Działoszyn — eingeschlossene Raum wird hauptsächlich nach N zu unterem nördlichen Teile des Warthebogens und deren Zuflüsse Lisswarta entwässert; der südliche Randteil des Raumes zwischen Czenstochau und Kłomnice liegt am höchsten, hat nur selten kleine Abflüsse zur südlich verlaufenden Warthe und bildet auf diese Art eine Wasserscheide zwischen dem nördlichen und südlichen Laufe der Warthe in unserem Gebiet. Es war eben diese Wasserscheide der Gegenstand meiner Untersuchungen. Ich beginne mit Beschreibung einiger Entblößungen in dieser Gegend und der am meisten typischen Landschaftsformen.

Ein guter Aufschluß der glazialen Ablagerungen befindet sich im W der Stadt Czenstochau an der Chaussee nach Kłobuck, gegenüber dem Friedhofe St. Rochs, in einer großen quer zum Wege zur Gewinnung von Sand, Kies und Lehm angelegten Grube, von ca.  $200 \times 60$  Meter Flächenraum und bis 10 Meter Tiefe.

Im nördlichen Ende dieser Grube bemerkt man unter Humusdecke:

2. Hell- bis dunkelgraue, dann ockergelbe und braunrote, fein- und grobkörnige, deutlich kreuzgeschichtete fluvioglaziale Sande mit Einlagerungen von Kies, Grand und Geröllen aus krystallinischen und jurassischen Gesteinen; in oberen Sandlagen ist auch bläulich-grauer Ton mit kleinen Geröllen in Linsen und Taschen eingeschlossen; die Mächtigkeit der Sande beträgt ungefähr (es ist aber nur die obere Partie gut aufgeschlossen) . . . . 4,5 m
1. Rötlichbrauner und gelber, stark sandiger Geschiebemergel mit dunkelbraunen sandigen Ein-

lagerungen, Streifen und Einschließungen von bläulichgrauem und rostbraunem sandigen Ton. Die Geschiebe — darunter auch größere krystallinische Blöcke — bestehen überwiegend aus jurassischen Gesteinen — eisenschüssigen Sandsteinen des Bajocien und oberjurassischen Feuersteinen. Die sichtbare Mächtigkeit des Geschiebemergels beträgt . . . . . 2,0 m dürfte aber viel größer sein; unten kommt Schutt 3,0 m

Im nordwestlichen Ende der Grube sind sehr schön die kreuzgeschichteten fluvioglazialen hell- und dunkelbraunen Sande, mit Einlagen und Taschen von bläulichgrauem Ton mit Geröllen aufgeschlossen. Auf der westlichen Wand beginnt der Geschiebemergel gleich am Boden der Grube bis zu 3,0 m Höhe. Es liegen hier große (bis  $\frac{3}{4}$  m im Durchmesser) aus der Moräne herausgelöste Geschiebeblöcke umher; die Moräne enthält hier ein großes Nest weißen Sandes und Streifen roten, gelben und fast schwarzen eisenschüssigen, bisweilen fest zementierten Sandes. Nach oben folgen wieder fluvioglaziale Sande. Der bläulichgraue Ton ist wahrscheinlich in kleineren Vertiefungen im Sande von vorübergehenden, späterhin wieder versandeten Wasserpfühlen gebildet worden.

Gegen NW von dieser Sandgrube, deren Oberkante eine Höhenlage von 277 m hat, erhebt sich die Oberfläche allmählich bis zu einem Hügel, mit einer Schanze auf dem Gipfel, von 293 m Höhe, nordwärts wovon sich der Militär-exerzierplatz befindet. Auf dem Gipfel und den benachbarten Feldern liegt eine große Menge von mittelgroßen Geschieben und auch verschiedenartigen Gerölles (Blockpackung?). Die gesamte Mächtigkeit des Diluviums, vom Boden der Sandgrube bis zur Spitze des Hügels, beträgt 26 m. Der erwähnte Hügel gehört eigentlich zu einer 3 km langen Reihe von Anhöhen, welche bogenartig verläuft — anfangs nach NW und NNW, dann nach NNO, um schließlich wieder in nordwestlicher Richtung sich bis Zabieniec zu erstrecken. Der nordnordöstliche, quer zur allgemeinen Richtung verlaufende Teil dieses Rückens bildet einen ausgezeichneten Wall 1 km östlich vom Dorfe Grabówka; dieser Wall beginnt in einer Entfernung etwas über 1 km von dem mit der Schanze gekrönten Hügel (293 m), ist ungefähr 10 m hoch, oben schmal, unten 15 bis 25 m breit, mit einem Böschungswinkel bis  $45^{\circ}$ , und besteht aus vier eng aneinander gereihten länglichen Hügeln aus solcher Unmenge von mittelgroßen Geröllen, Kies und Grand,

ohne Zwischenlage von Sand oder Lehm, daß auf einer ziemlich langen Strecke das Feld unbestellbar bleibt. Das merkwürdigste ist, daß die vier Hügel alle eine und dieselbe Höhe (281,5 m) erreichen (ein Ås?); die westliche steilere Seite dieses Walles wird von einem ziemlich tiefen Graben begleitet. Am Fuße eines dieser Hügel wird weißer Oxford-Kalkstein gewonnen, sowohl wie auch in Czenstochówka westlich von der Sandgrube bei St. Roch und dem Hügel mit der Schanze. Der Kalkstein liegt in demselben Niveau wie das Diluvium der Sandgrube. Es scheint wohl möglich, daß die Glazialbildungen hier eine große Vertiefung in dem vorglazialen Untergrunde eingenommen haben und dadurch zur mächtigeren Entwicklung gelangt sind.

Der Hügelrücken, welchen wir von Czenstochówka bis Zabieniec verfolgt haben, dehnt sich auch in östlicher Richtung weiter aus. Zwischen Czenstochau im Süden, Kiedrzyń und Józefka im Norden ziehen sich langgestreckte breite sandige Hügel und mehrere parallele durch kleine Längstäler getrennte Wälle von gleicher (275—280 m) Höhe mit massenhaft vorkommenden mittelgroßen Geschieben, Gerölln usw. hin. Bei dem Vororte Wójtostwo biegen alle diese Wälle nach NO um und verlaufen dann parallel dem Warthetale bis Kamień und Wyczerpy. Zwischen dem Vororte Kule und dem zweiten Czenstochauer N-Friedhof ist solch ein Wall durch einen alten, leider sehr verwachsenen Bahneinschnitt aufgeschlossen und zeigt einen Aufbau aus braunen geröllreichen Sanden. Einige gute Aufschlüsse befinden sich  $\frac{1}{2}$  km westlich von dem oben genannten Friedhof zu beiden Seiten und zwischen zwei Landstraßen nach Kiedrzyń und Józefka. Es ist hier wesentlich dasselbe Profil wie in der Sandgrube bei St. Roch: unten gelblichbrauner sandiger Mergel, reich an großen krystallinischen und jurassischen Geschieben (er liegt in etwas tieferem Niveau als dort), oben sehr mächtige fluvioglaziale Sande.

Die Geröllrücken bilden in der nächsten Umgebung von Czenstochau im großen und ganzen einen langen, nach Norden offenen Bogen; inmitten des so begrenzten Gebietes sind einige Stellen vertorft (z. B. westlich von Kiedrzyń), seltener kommt Flugsand vor.

In Kamień ist dicht am Warthetale ein isoliert dastehender, ziemlich großer Oberjura-Kalkfelsen, auf welchem der Meierhof erbaut ist, vorhanden. Nur die Nordseite dieses Felsens ist mit Sand und Gerölle bedeckt, die südliche wird zeitweise vom Flusse unterspült und weist keinen unmittelbaren Zusammenhang mit dem Untergrunde an; freilich

könnte man darüber mit voller Gewißheit nur auf Grund einer Bohrung urteilen; da aber diese Felsenkalkpartie hier in relativ sehr tiefem Niveau liegt, und überhaupt die Zone der Felsenkalke erst weiter östlich beginnt, ist es sehr wahrscheinlich, daß dieser Jurablock hierher aus Nordosten vom Inlandeise mitgeschleppt worden ist.

Die Landschaft weiter östlich von Kamień, gegen Wyczerpy und Jaskrów bei Mstów, hat im wesentlichen denselben Charakter wie bei Czenstochau, nur treten die sandigen Geröllbildungen, deren wall- und hügelartige Anordnung jene Gegend beherrschte, hier sehr gegen die Moräne zurück, welche größere Flächen einnimmt; so breitet sich nördlich von Wyczerpy bis Rudniki ein langes, schwach welliges Moränenplateau aus.

Östlich von Wyczerpy, zu beiden Seiten der Chaussee und ferner im Walde kommen wieder flache Rücken und vereinzelte Hügel aus Grand und Gerölle zum Vorschein. Am Wege von Jaskrów über Konin nach Rudniki, an welchem an wenigen Punkten oberjurassischer Kalkstein gewonnen wird, sind stellenweise die Glazialbildungen sehr schwach entwickelt. Auf halbem Wege von Jaskrów nach Konin zieht sich links ein großer vertorfte und zum Teil bewaldeter Sumpf, genannt Przepaść, hin. Eine sehr unruhige Landschaft bemerkt man in westlicher Umgebung von Konin mit mehreren hohen und spitzigen, aus Sand, Kies und Gerölle bestehenden, dem Geschiebemergelplateau aufgesetzten Hügeln.

Je weiter vom Warthetale in der Nordrichtung, desto mehr verflachen sich die Landschaftsformen: So ist nördlich von Konin und Rudniki die Gegend schon beinahe ganz eben; die Hügel und Rücken verschwinden fast vollständig, und die Oberfläche ist vorwiegend durch eine typische, nur manchmal sandige Grundmoräne gebildet. Ein ganz isolierter, sehr netter O—W streichender Wall (80 m breit und zweimal so lang) aus Kies, Gerölle und großen Geschiebeblöcken befindet sich 1,5 km nördlich von Rudniki. In der Gegend zwischen Rudniki und Kłomnice und in der weitesten Umgebung von Kłomnice breitet sich eine typische Grundmoränenlandschaft aus, dann und wann von kleinen Alluvialtälern durchschnitten. Das Material der Moräne ist fast ausschließlich nordischer Herkunft.

Aus der obigen flüchtigen Übersicht des Diluviums nördlich von Czenstochau ist wohl zu schließen, daß dieses hier in Gestalt einer sandigen geröllreichen Endmoränenlandschaft ausgebildet ist, welche weiter nordwärts in eine typische Grundmoränenlandschaft übergeht.

Die Glazialbildungen in der Stadt selbst und in ihrer südlichen Umgebung zeigen etwas abweichende Verhältnisse. Im W von Czenstochau erhebt sich der schon oben erwähnte Berg, Jasna Góra (294 m), 40 m über dem Niveau der Stadt; im O der Stadt, bei Zawodzie, auf dem rechten Wartheufer, in einer Entfernung von 3,5 km von Jasna Góra, erhebt sich ein zweiter, Złota Góra (274 m). Von den beiden aus Juraschichten zusammengesetzten Bergen ist der erste frei vom Diluvium, der zweite, niedrigere, die Złota Góra, ist mit fluvioglazialen Sanden bedeckt. Im Zwischenraume westlich von der durch die Stadt fließenden Warthe sind an mehreren Stellen fluvioglaziale Sande über demselben Geschiebemergel wie bei St. Roch aufgeschlossen (z. B. in den Lehmgruben einer kleinen, zurzeit nicht in Betrieb befindlichen Ziegelei östlich von der St. Barbara-Kirche), sie bilden aber nirgends solche Anhäufungen wie nördlich von Czenstochau.

Durch den südlichen Teil der Stadt läuft die Stradomka nach Osten der Warthe in einem breiten Tale zu und vereint sich nahe ihrer Mündung mit einem zweiten aus SW kommenden Zuflusse, der Konopka. Sowohl diese Zuflüsse der Warthe als auch der noch südlichere, die Kamieniczka, sind durch Zwischentäler mit dem Flußgebiet der Lisswarta verbunden, welche wieder den Zusammenhang einerseits mit der Prosna und andererseits mit der Malapane vermittelt. Südlich von der Warthe, im Gebiete des felsigen Jurazuges und auch südlich von der Stradomka, in einer niedrigen und flachen, stellenweise versumpften Gegend dehnen sich weit und breit Sande mit Geröll und gut abgerollten größeren Geschieben aus. Diese Sandrbildungen bilden ein Seitenstück zu den nördlich von Czenstochau entwickelten Endmoränenbildungen. Aus den Glazialbildungen sind an vielen Orten in spät- und postglazialer Zeit große Dünenfelder entstanden, wie z. B. südöstlich von Zawodzie. Es ist dies eine wahre „Wüste“ im Sinne von P. TUTKOWSKI. Dieser Forscher unterschied, wie bekannt, an der Peripherie des sich zurückziehenden Inland-eises zwei Zonen: 1. eine nähere — der Deflation —, und 2. eine weitere — der Inflation. Die großen örtlichen Aufschüttungen von Flugsand südlich und südöstlich von Czenstochau, dann die großartigsten Verwitterungsformen der jurassischen Felsen, z. B. bei Olsztyn, Złoty Potok usw., erinnern sehr an manche Wüstenformen, besonders an sogenannte „Zeugenberge“. Weiter südöstlich von Złoty Potok, bei Lelów, beginnt das Lößgebiet, die Inflationszone von



TUTKOWSKI, was sehr gut mit seiner Theorie übereinstimmt<sup>1)</sup>.

Das den Czenstochauer Endmoränenbildungen parallel, im Süden verlaufende Durchbruchstal der Warthe zwischen Czenstochau und Skrzydlów bestand wahrscheinlich noch vor der Diluvialzeit und wurde dann von den Schmelzwässern des Inlandeises zu einer Abflußrinne benutzt; es scheint demzufolge einen Teil eines größeren Urstromtales zu bilden, denn es steht, wie schon bemerkt, einerseits nach Osten durch Przyrówka mit dem oberen Laufe der Pilica bei Koniecpol<sup>2)</sup>, andererseits nach Westen durch die Stradomka und Lisswarta mit der Malapane, also mit dem großen Breslau-Magdeburger Urstromtal, zusammen. Es liegt aber doch kein hinreichender Grund vor, das Czenstochauer Urstromtal durchaus als die eigentliche östliche Verlängerung des Breslau-Magdeburger aufzufassen; vielmehr dürfte man sie weiter südlich im Quellgebiete der Malapane, Schwarzen Przemsza, Warthe und der Pilica — zwischen Woischnick, Siewierz, Ogradzieniec und der Stadt Pilica — suchen. Es fehlen aber noch bis jetzt die hierzu zugehörigen Endmoränen. Den oberen SO—NW durch Sandrbildungen verlaufenden Teil der Warthe von Kromolów bis Czenstochau könnte man sich dann leicht als ein Verbindungstal von zwei Urstromtälern denken.

Wie die Warthe bei Czenstochau nur ein Stück des Urstromtales bildet, so ist es auch mit den Endmoränen. Nach einer großen Unterbrechung finden sich nordwestlich von Czenstochau Endmoränenbildungen wieder vor. Nämlich auf dem halben Wege von Czenstochau nach Wieluń, in der Umgebung von Jaworzno und Rudniki und dann bei Wieluń selbst<sup>3)</sup> sind sehr typische Endmoränenwälle entwickelt. Diese Gegend wurde von mir speziell nicht untersucht; ich behalte es mir aber vor, dies in der nächsten Zukunft zu tun. Östlich von

<sup>1)</sup> P. TUTKOWSKI: Zur Frage über die Bildungsweise des Löß. Die Erdkunde (russisch) 1899. (Ref. im Geol. Zentralbl. I, S. 405 bis 409.) — Eine ausführliche Darstellung der Ansichten des Autors findet sich in seinem neuen großen Werke: Die fossilen Wästen der Nordhemisphäre. Ebenda 1909, S. 104—111, 292—297, 318.

<sup>2)</sup> Der untere Lauf der Pilica, unterhalb Sulejów, wurde schon früher von SIEMIRADZKI als ein ebenfalls mit der Warthe, aber durch die Widawka, zusammenhängendes Urstromtal angesehen. (Beitrag zur Kenntnis des nordischen Diluviums auf der polnisch-litauischen Ebene. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889, 39, S. 460.)

<sup>3)</sup> SIEMIRADZKI: Sprawozdanie z badań geologicznych w gub. Piotrkowskiej i Kaliskiej, w dorzeczu Warty i Prosnę. Pam. Fiz. IX, 1889, S. 8—10.



Czenstochau, zwischen der Warthe und Pilica, sind bisher noch keine den Czenstochauer entsprechende Endmoränenbildungen gefunden.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß der nächstfolgende nördlichere Endmoränenzug schon von SIEMIRADZKI beschrieben worden ist; er verläuft von Gorzkowice und Noworadomsk, dem rechten Wartheufer entlang, bis nördlich von Działoszyn, überschreitet dann die Warthe und erstreckt sich weiter bis nach Kalisch<sup>1)</sup>.

Als diesem Endmoränenzuge entsprechendes Urstromtal kann man den genau parallelen Lauf der Warthe — von der Umgebung von Noworadomsk bis Działoszyn und Żalencze — wohl ansehen<sup>2)</sup>. Weiter in südlicher Umgebung von Wieluń gibt es mehrere Verbindungstäler zwischen der Warthe und Prosna.

Es ist sehr möglich, daß die Strecke von Noworadomsk bis nach Kalisch das östliche Glied des Glogau-Baruther Urstromtales darstellt.

Wir sind somit bei der Erörterung der Beziehungen, in welchen die Warthe zu der Oberflächengestaltung im Czenstochauer Juragebiete steht, zu einer solchen Lösung gelangt, die den Endmoränenbildungen in nördlicher Umgebung der Stadt und den spät- und postglazialen Erscheinungen in der südlichen die Hauptrolle abgibt. Freilich nur weitere, das Diluvium mehr als bisher berücksichtigende Forschungen im südlichen und westlichen Polen können es ermöglichen, uns über den Verlauf der Glazialzeit in Polen ein vollständigeres Bild zu schaffen.

---

<sup>1)</sup> SIEMIRADZKI: a. a. O., S. 457. — Derselbe: Über Moränen in der Gegend von Kalisch und Radomsk. Diese Zeitschr. 1894, 45, S. 558. — In letzter Zeit wurde dieser Endmoränenzug von neuem von Herrn Cz. LOPUSKI in Warschau sorgfältig untersucht und soll demnächst eingehend beschrieben werden; nach seiner liebenswürdigen Mitteilung ist dieser Zug in Form von typischer Kameslandschaft ausgebildet.

<sup>2)</sup> Dieses Talstück der Warthe ist wahrscheinlich ebenfalls ein vordiluviales und hängt mit großen von mir in der Umgebung von Wieluń verfolgten ostsüdöstlichen Verwerfungen zusammen (vgl. SIEMIRADZKI, Geol. ziem polsk. I, S. 385).

## 41. Beitrag zur Tektonik des mittleren Ogliales.

Von Herrn RUDOLF WILCKENS.

Mit 2 Textfiguren.

Greifswald, den 1. Juli 1911.

Der geologische Bau des mittleren Ogliales stellt sich, wie SALOMONS Werk über die Adamellogruppe zeigt<sup>1)</sup>, als eine große, NO streichende Synklinale dar, an der die krystallinen Schiefer, das Perm und die Trias bis herauf zum Hauptdolomit beteiligt sind. Während ihr Nordflügel einen normalen Bau aufweist, tritt im Südflügel eine Wiederholung der Schichtkomplexe auf: der nördlichen Esinokalkzone des Pizzo Badile und der Concarena, die normal vom Muschelkalk unterlagert wird, folgt weiter südlich, bei Breno beginnend, abermals eine mächtige Zone von Esinokalk, über der Raibler Schichten, unter der mittlere und untere Trias normal liegen. Diese Wiederholung der Schichtkomplexe, das Nebeneinander von Raiblern- und Muschelkalk, nötigt zur Annahme einer ausgedehnten Dislokation von beträchtlicher Sprunghöhe, die den Südschenkel der Camonicasynklinale durchsetzt und in zwei Schollen zerlegt, von denen hier die nördliche als Concarenascholle, die südliche als Brenoscholle bezeichnet werden soll.

SALOMON hat auf seiner geologischen Karte der Adamellogruppe, die im W mit dem Oglialtal ihre natürliche Grenze findet, nur den links des Oglial und nordwärts von Prestine<sup>2)</sup> gelegenen Teil des südlichen Synklinalschenkels dargestellt. Gerade dieser Teil wird zwischen Oglial und Tonalitmassiv stark eingengt durch den großen Tonalitsporn, der von NO her sich gegen Breno erstreckt. Das Bild, das SALOMON<sup>3)</sup> von der Sedimentzone zwischen Breno und der nördl. davon gelegenen Valle Pallobia gibt (die ungefähr mit dem Kern der Camonicasynklinale zusammenfällt), ist kurz folgendes: Der Esinokalk von Breno hört mit dem Südrand des Pillotälchens (S O von Breno) plötzlich auf. Die Nordwand dieses Taleinschnittes, in die der Esinokalk normalerweise hinüberstreichen müßte, wird von

---

<sup>1)</sup> SALOMON, W.: Die Adamellogruppe, I. Teil. Abh. d. K. K. Geol. Reichs-Anst. Band XXI, Heft 1. Wien 1908.

<sup>2)</sup> Vgl. das beigegebene Kärtchen auf S. 547.

<sup>3)</sup> SALOMON: Die Adamellogruppe, S. 33 ff., S. 44 f.

grauen Mergeln und Kalken gebildet, die im Talgrund von gelben Kalkbreccien unterlagert werden. Die hier zweifellos vorhandene Störung, die nordwestl. Streichen hat, bezeichnete SALOMON als „Pillobruch“<sup>1)</sup>. Indem er die Kalkbreccien als Zellenkalk, die dunkeln Kalke als Muschelkalk deutete, schrieb er dem Bruch eine erhebliche Sprunghöhe zu und sah in ihm die eingangs erwähnte Dislokation, die den Südschenkel der Camonicasyklinale durchsetzt. Folgerichtig faßt er auch den ganzen in sich stark gefalteten Komplex der dunklen Plattenkalke zwischen Pillotal und Valle Pallobia als Muschelkalk auf, wie auch seine Karte zeigt, weist aber auch gleichzeitig auf eine andere Möglichkeit der Deutung hin: die dunkeln Kalke an der Nordwand des Pillotälchens könnten auch den Raibler Schichten angehören, die im mittleren Ogliotal eine große fazielle Ähnlichkeit mit dem Muschelkalk besitzen; die Kalkbreccien im Talgrund sprächen nicht dagegen, da solche auch in den Raiblern rechts des Oglio vorkommen. Bestände diese Annahme zu Recht, dann hätte der Pillobruch nur ein geringes Ausmaß, die Hauptdislokation wäre weiter im N. zu suchen. — Da die Verhältnisse links des Oglio nicht genügend Aufschluß gewähren, muß die Lösung dieser Frage, wie SALOMON ausdrücklich hervorhebt<sup>2)</sup>, auf der rechten Oglioseite gesucht werden.

Als ehemaliger Schüler seiner freundlichen Anregung folgend, habe ich in den letzten Sommern das Gebiet rechts des Oglio zwischen Lanico- und Clegnatal kartiert und mich dabei mit jener, für die geologische Auffassung der ganzen Gegend wichtigen tektonischen Frage eingehender beschäftigt. Die Aufgabe, die große Dislokation zwischen Breno- und Concarenascholle festzustellen, war insofern schwierig, als die an der Störung zusammentreffenden Horizonte, Muschelkalk und Raibler Schichten, eine überaus große petrographische Ähnlichkeit besitzen<sup>3)</sup>, sehr fossilarm sind und der Bruch nirgends gut aufgeschlossen ist. Die ersten sicheren Anhaltspunkte ergaben sich an den Felswänden südöstlich der Casa Crespalone<sup>4)</sup>. Hier gelang es mir, ein Fossilnest aufzufinden, das zahlreiche Ger-villeien und, ebenfalls häufig, gut bestimmbare Exemplare der *Myophoria inaequicostata* enthielt. Das Raibler Alter dieser

<sup>1)</sup> Vergl. Anm. 1 S. 540.

<sup>2)</sup> a. a. O. S. 35,

<sup>3)</sup> TARAMELLI hat hier noch 1890 die Raibler Schichten für Muschel-

kalk<sup>4)</sup> Ital. Karte 1:25000, Blatt Breno; etwa Mitte zwischen Malegno und Losine, Höhe 600—650.

Felspartien konnte somit keinem Zweifel mehr unterliegen, und da etwas höher am Gehänge, wenig über der Oberkante jener Felswände, die typischen schwarzen, schiefrigen Mergel des Muschelkalkes durchziehen (gut aufgeschlossen bei den Hütten Crespalone), so war an diesem Punkte das Vorhandensein der Dislokation erwiesen. Die petrographische Ausbildung der Raibler ist hier sehr charakteristisch und von der des Muschelkalkes gut zu unterscheiden, im Gegensatz zu andern Raibler Horizonten, die als Plattenkalke ausgebildet sind und dadurch dem Muschelkalk, insbesondere dem mittleren, sehr ähnlich werden. Es sind mehr oder minder dicke Bänke eines dunkelgrauen, sehr harten splittigen Kalkes, der gegen Verwitterung äußerst widerstandsfähig ist und infolgedessen in schroffen Felswänden aus dem Gehänge heraustritt. Sehr bezeichnend ist die intensiv gelbe bis rotgelbe Verwitterungsfarbe, welche die Felswände schon von weitem kenntlich macht und gegen die grauen Farbtöne des Muschelkalkes deutlich absticht. Von den genannten Felswänden bei Crespalone aus ließ sich dieser Raibler Horizont nach Osten und Westen im Streichen verfolgen und von dem nördlich angrenzenden Muschelkalk gut unterscheiden. Als weiteres Erkennungsmerkmal können auch die in allen Horizonten der Raibler auftretenden Kalkbreccien dienen, da ähnliche Bildungen in unserm Gebiet dem Muschelkalk fremd sind. Sie gleichen bei flüchtiger Betrachtung sehr den Kalkbreccien des untertriadischen Zellenkalkes, wie er sich im Norden der Concarena, im Clegnatal, vorfindet. Doch führen sie bezeichnenderweise immer zahlreiche, eckige braune Schiefertonsstücke, die dem Zellenkalk fehlen, während dagegen dieser Brocken von hellgrauem, dolomitischem Kalk und grüne Eruptivbreccien enthält. Von Punkten, wo in der Nähe der Dislokation jene Raibler Breccien festgestellt wurden, nenne ich den Weg Losine—Malegno, etwas westl. der Casa Crespalone; sie liegen hier in unmittelbarer Nähe der Störung und sind infolgedessen sehr stark verwittert. Sie waren außerdem nachzuweisen unterhalb Casa Foppe sowie bei Casa Marone, auf der Südostflanke des Colle dell'Oca.

Mit Hilfe der geschilderten Kriterien bin ich über den Verlauf der Dislokation zu folgendem Ergebnis gelangt: sie setzt im Lanicotal etwas südlich von Casa Temme auf das östl. Ufer. Deutlich sieht man von hier aus am jenseitigen Talhang die morphologisch wie auch durch die Vegetation gut ausgeprägte Grenze zwischen den harten Raiblern und dem in weicheren Formen verwitternden Muschelkalk herabziehen. Vom Lanicotal nach O überschreitet der Bruch die Val del Monte, ein Seiten-

tälchen des Lanico, etwas unterhalb der Straße Malegno—Lozio, verläuft beinahe parallel diesem Tälchen zur Cima dell'Oca hinauf und setzt unmittelbar südlich von dessen höchster Gipfelstufe in Höhe 1100 über die Talscheide, um von da ostwärts nach dem Ogliotal herabzuziehen, das er zwischen Casa Corna und Casa Tezze erreicht. Seine Streichrichtung ist somit ost-nordöstlich, beinahe west-östlich. Da sein Verlauf trotz der tiefen Einschnitte des Lanico- und Ogliotales beinahe geradlinig ist und in den Tälern nur eine schwache Einknickung nach N erfährt, muß die Dislokationsfläche steil N fallen; die Störung trägt also den ausgesprochenen Charakter einer Verwerfung, nicht den einer flachen Überschiebung. (Vgl. das beigegebene Profil.)

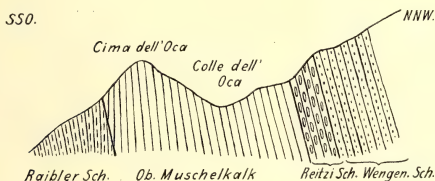


Fig. 1.

Profil durch Cima und Colle dell'Oca.

Die Schichten der beiden Schollen sind in der Nähe des Bruches stark gequält und meist sehr steil gestellt, während sie sonst ein mittleres N-Fallen zeigen. Daraus, daß die Schichtserien der beiden Schollen an der Verwerfung miteinander konkordant steil N fallen, geht hervor, daß die nördliche, die Concarena-scholle, an der abgesunkenen Brenoscholle randlich hochgeschoben ist. Wir haben hier denselben Dislokationstypus vor uns, den TILMANN aus dem Gebiet der Val Trompia beschreibt und mit BITTNER als „Bruch mit Überschiebungserscheinung“ bezeichnet<sup>1)</sup>.

Auf dem linken Oglioufer ist die Verwerfung, wenn man sie im Streichen nach O weiter verfolgt, etwas nördlich von Niardo zu suchen. Ihre unmittelbare Beobachtung war hier infolge der starken Diluvialbedeckung und der kontaktmetamorphen Umwandlung der Sedimente nicht möglich, da sich hierdurch die im normalen Zustande schon schwer feststellbaren Unterschiede der petrographischen Beschaffenheit ganz verwischen.

<sup>1)</sup> TILMANN: Tekton. Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Dissert., Bonn 1907. S. 51 ff., S. 58.

Daß aber der gesamte Schichtkomplex zwischen Pillotal und Niardo den Raiblern und somit der Brenoscholle angehört, geht mir aus der Untersuchung der obengenannten Kalkbreccien des Pillotalchens hervor. Sie stimmen vollkommen mit den Raibler Breccien des rechten Oglioufers überein, führen vor allem die schon als charakteristisch erwähnten braunen Tonstücke, die gegen ihre Deutung als Zellenkalk sprechen. Ebenso gehört das Breccienvorkommen etwas nördlich von Niardo, das SALOMON beobachtet und mit Raibler Breccien verglichen hat<sup>1)</sup>, jedenfalls diesem Horizonte an, wenngleich darin die braunen Tonstücke spärlicher als sonst vertreten sind. Die Störung muß unweit nördlich dieser Stelle durchziehen und gegen den Tonalit austreichen; die kontaktmetamorphen Plattenkalke bei Casa Nigula und in der Val Pallobia sind schon als Muschelkalk zu betrachten. Nach der hier vertretenen Auffassung kann nun auch dem Pillobruch nurmehr eine geringe Bedeutung zukommen: untere Raibler einerseits und oberer Esinokalk andererseits sind hier gegeneinander verworfen; die Dislokation besitzt bloß eine geringe Sprunghöhe und ist eine lokale Erscheinung, deren Fortsetzung in der Tat auf dem rechten Oglioufer völlig fehlt.

Der eben geführte Nachweis, daß der Komplex zwischen Breno und Niardo Raibler-Alters ist, nötigt auch zu weiteren Schlüssen hinsichtlich der Beteiligung der oberen Trias an dem südlichen Sedimentmantel des Tonalitmassives, da man ja erwarten muß, daß die im Ogliotal nordwestlich einfallenden Horizonte nach SO in höheren Niveaus sich wiederfinden würden. Damit erhält die öfters ausgesprochene Vermutung SALOMONS, die obere Trias könne im Süden des Tonalitmassives eine wesentlich ausgedehntere Verbreitung besitzen, als er auf seiner Karte dargestellt, eine kräftige Stütze. Mit Sicherheit hat er Raibler und Hauptdolomit nur auf dem Kamm zwischen M. Frerone und dem M. Zincone aus den klaren Verhältnissen des stratigraphischen Verbandes heraus nachzuweisen vermocht und sie hier auch in seine Karte eingetragen<sup>2)</sup>. Doch lassen sich für andere Stellen aus seiner vorzüglichen Routenbeschreibung und seinen eigenen Hinweisen sichere Anhaltspunkte gewinnen. So fand SALOMON westlich des Frerone, unterhalb des Passo Sabbione di Croce, über dem Esinomarmor Kalkmarmorbänke, die mit Rauchwacken wechsellagern und aus diesem Grunde, wie er selbst bemerkt, nur als Raibler

---

<sup>1)</sup> SALOMON: a. a. O. S. 49.

<sup>2)</sup> SALOMON: a. a. O. S. 288.



gedeutet werden können<sup>1)</sup>. Der helle Marmor der westlich anschließenden Cima del Sabbione di Croce kann, dem N-Fallen des gesamten Komplexes entsprechend, nur Hauptdolomit sein, dem jedenfalls auch der mächtige Marmor des M. Zincone und des von diesem nach dem westlich gelegenen M. Alta Guardia ziehenden Kammes angehört<sup>2)</sup>. Dafür spricht wenigstens das Auftreten einer zweiten, schmalen Marmorzone im Liegenden, die vom oberen Marmor durch Hornfelse von großer Mächtigkeit getrennt ist: diese sind dann als Raibler zu betrachten, während die untere Marmorzone den Esinokalk darstellt. Die geringe Mächtigkeit des Esinokalkes darf, wie SALOMON mit einem Hinweis auf analoge Verhältnisse bei Toline an Iseosee bemerkt, keineswegs befremden; in meiner Arbeit über die Concarena werde ich zeigen, daß schon im Nachbargebiet, auf der rechten Oglieseite, der Esinokalk am Südfuß der Concarena völlig auskeilt und durch Wengener Schichten vertreten wird. — Ein ähnliches Vorkommen zweier durch Hornfelse getrennter Marmorzonen fand SALOMON in dem östlichen Triaskeil, dem des Lajone- und Blumonetals<sup>3)</sup>. Da er beide als Esinokalk auffaßte, mußte er, um ihre Wiederholung zu erklären, eine Verwerfung annehmen. Doch wies er auch auf die andere Möglichkeit hin, daß der untere Marmor dem Esinokalk, der obere dem Hauptdolomit entsprechen könne, eine Deutung, die mir nach den vorhin besprochenen Verhältnissen zwischen M. Frerone und Alta Guardia den Vorzug zu verdienen scheint, umsomehr, als unter der oberen Marmorzone bei Lajone di mezzo die für die Raibler typischen Rauchwacken anstehen<sup>4)</sup>. Die obere Marmorzone zieht im Blumonetal weiter aufwärts bis in die Nähe des Passo della Scaletta; die obere Trias scheint demnach an dem ganzen SO-Abfall des M. Cornone vertreten zu sein<sup>5)</sup>.

Die Frage, inwieweit Raibler und Hauptdolomit am südlichen Sedimentmantel des Tonalitmassivs beteiligt sind, kann im einzelnen natürlich nur durch eine Begehung des Gebietes gelöst werden, die mir leider aus Zeitmangel nicht möglich war; doch habe ich die Verhältnisse, wie sie mir nach SALOMONS Beobachtungen in Kombination mit meiner stratigraphischen Deutung des Komplexes Breno-Niardo zu liegen scheinen, auf dem beigegebenen Kärtchen dargestellt

<sup>1)</sup> Ebenda, S. 290

<sup>2)</sup> Ebenda, S. 291 ff.

<sup>3)</sup> SALOMON: S. 254—263.

<sup>4)</sup> SALOMON: S. 255.

<sup>5)</sup> Vgl. die diesbezügl. Anmerkung SALOMONS, S. 260.

und vom M. Frerone nach Westen einen fortlaufenden Zug oberer Trias eingetragen, der bei Astrio sich mit den Raibler Schichten des linken Ogloufers vereinigt; von diesem westlichen Zug ist die obere Trias des Blumonekeiles durch den Tonalit getrennt. —

Bei der Beschreibung der großen Dislokationslinie war ein näheres Eingehen auf die zu ihrer Erkennung dienenden Kriterien und auf lokale Details notwendig, da ich meine Ergebnisse ausführlich begründen wollte gegenüber einer Auffassung, die CACCIAMALI<sup>1)</sup>, ein um die Geologie der Provinz Brescia sehr verdienter Forscher, hinsichtlich jener Störung vertritt. Ich kann die Darstellung, die er von ihrem Verlauf auf seinem Kärtchen und im Texte gibt, nicht als zutreffend betrachten. Er zeichnet den Bruch um ein Erhebliches zu weit südwestlich ein (bei Malegno dürfte die Differenz gegenüber der von mir festgestellten Linie mindestens 1 km in der Luftlinie betragen) und läßt ihn an der Brücke bei Losine austreichen, wodurch seine ganze Streichrichtung eine Drehung nach N erfährt. CACCIAMALI'S Kärtchen zeigt ferner in den Taleinschnitten des Trobiolo- und Lanicobaches eine im Verhältnis zum kleinen Maßstabe der Skizze starke Knickung der Bruchlinie nach NW, was auf ein sehr flaches Fallen der Dislokationsfläche nach N schließen läßt. In der Tat erblickt er auch in der Störung eine flache Überschiebung, bei der die nördliche Scholle über die gesunkene südliche geschoben ist und sucht damit auch die Verbindung zu rechtfertigen, die er zwischen der NO streichenden Störung rechts des Oglio und dem oben genannten, NW streichenden Pillobruch jenseits des Oglio vornimmt. Hierbei ist ihm zudem ein konstruktives Versehen unterlaufen: da die Talwände der Val Camonica auf der Strecke Losine-Breno beinahe parallel dem Streichen der von CACCIAMALI gezeichneten Störung gehen, so kann diese beim Überschreiten des höchstens 1 km breiten Ogliales, auch bei noch so flacher Neigung der Dislokationsfläche, im Kartenbild nur eine geringfügige Knickung nach N erfahren, nicht aber auf dem linken Ufer erst 3 km weiter südlich wieder erscheinen. Nach dem, was CACCIAMALI auf seiner Karte zeichnet, müßte man unbedingt auf eine tatsächliche Verbiegung der Bruchlinie aus nordöstlicher in nordwestliche Streichrichtung schließen, eine Annahme, zu der kein Grund vorliegt, und die CACCIAMALI im Text auch nicht ausspricht. Was die Charakterisierung der Dislokation

---

<sup>1)</sup> CACCIAMALI: Una frattura con sovrascorrimiento in Val Camonica. Boll. d. soc. geol. ital., Vol. 28, 1909, S. 440—444.



Muschelkalkes die harten Bänke der Raibler. Gut aufgeschlossen sind die Raibler vor allem auf den Wegen, die nach Ossimo superiore und inferiore führen; sie sind teils als harte, graue Kalke ausgebildet, die schlechte Gervilleien führen und in Steilwänden verwittert sind, teils zeigen sie die Breccienfazies, die hier viel mächtiger und verbreiteter zu sein scheint als östlich des Lanicotales. Auch westlich von Borno, an der Straße nach dem Giovettopaß, sind die Kalkbreccien häufig aufgeschlossen; hier fand ich in den Rauchwacken eine *Myophoria* aus der Gruppe der *Myoph. inaequicostata*. Um auch hier, westlich von Breno, die Grenze zwischen Breno- und Concarenascholle festzustellen, stieg ich in der von der Corna di S. Fermo nach S herabziehenden Valle di Cala empor. Am Zusammenfluß ihrer Quellbäche sind die Raibler Rauchwacken gut aufgeschlossen, überlagert von dunkelgrauen, unreinen Kalken. Darüber folgen normal Steilwände eines harten, mit HCl brausenden Riffkalkes, der seiner ganzen Lagerung nach nur als Hauptdolomit betrachtet werden kann. Nach weiterem Emporsteigen im östlichen Quelltrichter findet man schließlich, etwa in Höhe 1700, prächtig aufgeschlossen die Dislokation. Über dem Hauptdolomit, der hier stark verbogen ist und zahlreiche Harnischspuren aufweist, stehen die ebenfalls intensiv gefalteten und in kleine Schollen zerbrochenen festen Bänke der Wengener Schichten an, die dem Grenzhorizont gegen den Esinokalk angehören und daher schon mit helleren Lagen vom Typus dieses Kalkes wechsellagern. Die Dislokationsfläche zeigt bei einer allerdings schwer zu messenden Streichrichtung von ca. N 70 W ein Fallen von 75—80° nach Norden; die Schichten zu beiden Seiten der Verwerfung fallen gleichfalls steil N, stellenweise stehen sie senkrecht. Auch in den nach O gegen San Fermo zu folgenden Quellbachrungen ließ sich die Störung z. T. an guten Aufschlüssen feststellen.

Die hier gemachten Beobachtungen ergeben somit vor allem eine Bestätigung der auf der östlichen Lanicoseite gewonnenen Auffassung des Bruches als einer steilen Verwerfung, zeigen aber außerdem, daß die Dislokation nicht parallel, sondern in spitzem Winkel zum Streichen der Schichten verläuft; während im O oberer Muschelkalk der Concarenascholle und obere Raibler der Brenoscholle gegeneinander absetzen, liegen hier im W obere Wengener der Nordscholle und unterer Hauptdolomit der Süd- scholle in der Bruchzone. Auch im ganzen Gebiet westlich des Lanicotales liegt die Störung viel weiter nördlich, als sie CACCIAMALI angenommen hat; das Altipiano von Ossimo und Borno gehört noch der südlichen Scholle an. PORROS Übersichtskarte der

Bergamasker Alpen<sup>1)</sup>, deren Ostende fast bis Borno reicht, trägt gleichfalls den tatsächlichen Verhältnissen hier keine Rechnung; Die Bruchlinie, die PORRO vom Dezzotal aus nach SO zieht, liegt mindestens von Croce di Salvèn an bis zum Ostende seiner Karte 2 km zu weit südlich. Was er zwischen dem Nordabfall des M. Tangine und San Fermo als Muschelkalk der Nordscholle eingetragen hat, sind in Wirklichkeit Raibler Schichten, die noch der Südscholle angehören. Die zwei von ihm richtig beobachteten, durch Wengener Schichten getrennten Riffkalkkomplexe der oberen Valle di Cala westlich San Fermo deutete er beide als Esinokalk; wie ich oben zeigte, ist der südliche Riffkalk als Hauptdolomit der Brenoscholle aufzufassen, auf den nördlich dann Wengener Schichten und Esinokalk der Concarenascholle folgen. Was schließlich den Höhenzug Mte. Tangine — Corna Rossa anbelangt, den PORRO dem Hauptdolomit zuschreibt, so scheint mir, nach den ganzen Lagerungsverhältnissen und nach der intensiv rotgelben Verwitterungsfarbe der steilen Nordwände dieser Gipfelgruppe zu urteilen, ihr Hauptkomplex den Raiblern anzugehören; der Hauptdolomit dürfte nur in ihren Gipfelpartien vertreten sein. Wie die Störung weiter nach Westen, nach dem Dezzotal verläuft, habe ich nicht mehr untersucht; offenbar treten da neue Komplikationen ein; so stehen etwa 1 km westlich Croce di Salvèn wieder typische Wengener Schichten an, die entweder einen die große O—W streichende Störung abscheidenden Querbruch oder zum mindesten ein starkes Umbiegen jener Dislokationslinie vermuten lassen.

Die große Verwerfung, die wir im vorigen vom Tonalitrund östlich des Oglio nach W bis in die Nachbarschaft des Dezzotales verfolgt haben, stellt die wichtigste tektonische Linie des mittleren Ogliotales dar. In der näheren Umgebung der Concarena treten außerdem noch kleine Dislokationen rein örtlichen Charakters auf, die ich hier, weil für das tektonische Verständnis unwesentlich, nur kurz erwähnen will. Im SW der Concarena, zwischen Lozio und Lifrettopaß, ebenso auch im NO der Berggruppe, zwischen Oglio- und Clegnatal, liegt je eine ausgedehnte Scholle von Esinokalk auf fremder Unterlage, die an erstgenannter Stelle von Wengener Tonschiefer, an letzterer von Muschelkalk und Zellenkalk gebildet wird. Die Auflagerungsfläche ist mäßig im Sinne des Talgehänges geneigt, bei Lozio nach SW, im Clegnatal nach NO. Schon diese Tat-

---

<sup>1)</sup> PORRO, CES.: Alpi bergamasche, carte geol. rilev. dal. 1895—1901. 1:100 000.

sache weist deutlich darauf hin, daß es sich um Komplexe von Esinokalk handelt, die vom normal gelagerten Esinokalk der Concarenagipfelgruppe sich losgelöst haben und auf der weichen Unterlage der Wengener Schiefer bzw. der Muschelkalkmergel talwärts geglitten sind, allerdings ohne in sich den Zusammenhalt zu verlieren. Die Ursache dieser Erscheinung ist wohl kaum tektonischer Natur, sondern in der glazialen Übertiefung der Täler zu suchen. Ich werde in meiner Arbeit über die Concarenagruppe auf diese Frage näher einzugehen haben. —

Das Ergebnis der bisherigen Ausführungen möge zum Schluß noch einmal kurz zusammengefaßt werden. Das Gebirge zu beiden Seiten der mittleren Val Camonica wird beherrscht von einem einfachen synklinalen Bau. Die Synklinale besitzt ostnordöstliches Streichen; ihr Kern zieht vom Pizzo Badile links des Oglio nach WSW auf der Südseite der Concarena entlang zum Fuß der Cima di Camino. Im Gegensatz zu dem einfach gebauten Nordschenkel wird ihr Südschenkel im Streichen von einem ausgedehnten Bruch durchsetzt, der vom westlichen Tonalitrand bis in die Nähe des Dezzotales zu verfolgen ist. Sein Verlauf ist ostnordöstlich, fast ost-westlich und bildet mit der Streichrichtung der Schichten einen spitzen Winkel. Längs der steil N fallenden Verwerfung ist die südliche Scholle in die Tiefe gesunken um einen Betrag, der der Mächtigkeit von oberem Muschelkalk, Wengener Schichten, Esinokalk und dem größten Teil der Raibler Schichten gleichkommt, schätzungsweise also nahezu 1000 m erreichen dürfte. Der Rand der nördlichen Scholle ist auf die abgesunkene südliche um einen geringen Betrag steil überschoben, eine Wirkung des von N nach S erfolgten Tangentialdruckes. Die Camonica-Verwerfung gehorcht somit denselben Gesetzen wie das ganze System der O—W bzw. NO streichenden Brüche, welche die dinarischen Alpen durchziehen und deren treppenförmiges Absinken gegen die Po-Ebene bedingen, wie es zuerst SUSS für das periadriatische Senkungsgebiet in großzügiger Weise dargelegt hat.

---



## 42. Zur Altersfrage der Campignienfunde von Michaelisdonn.

Von Herrn HANS MENZEL.

Sorenbohm, den 13. September 1911.

Weder durch die nunmehr gedruckt vorliegenden Ausführungen des Herrn GAGEL über „Frühneolithische (?) Artefakte im Geschiebedecksand Westholsteins“ (diese Zeitschr. 1911, Monatsber. Nr. 5, S. 249 ff.) noch durch den „Nachträglichen Zusatz“ (ebenda S. 260 ff.) kann ich mich davon überzeugt erklären, daß in Westholstein schon zu diluvialer Zeit Menschen mit neolithischer bzw. mesolithischer Kultur gesessen haben. Vielmehr scheint meine Erklärung, daß die Campignien-Artefakte nachträglich in den Geschiebedecksand gekommen sind, durch die Ausführungen des Herrn GAGEL noch eine ganz besondere Stütze zu erhalten. Denn einmal spricht der von Herrn GAGEL besonders betonte Umstand, daß eine ganze Anzahl (bzw. so gut wie alle Campignien-) Artefakte **völlig** scharfkantig sind, während der Geschiebedecksand sonst nur „stark abgerollte“ Geschiebe führt, entschieden dafür, daß die Artefakte nicht mit in den glazialen Schmelzwässern bewegt sondern erst nachträglich in die Absätze hineingebracht worden sind. Und wenn Herr GAGEL meinen Ausführungen über die Art, wie die Flintartefakte in den Geschiebesand gekommen sein könnten, die „bekannte und erwiesene Tatsache“ entgegenhält, daß Flinte, die dem trockenen Geschiebesand entnommen werden, also ihre ursprüngliche „Berg“feuchtigkeit schon verloren haben, zur Herstellung von Artefakten völlig unbrauchbar sind, so bestätigt er damit geradezu meine Ansicht. Denn diese „bekannte und erwiesene Tatsache“ war sicher schon den „Skivespalterleuten“ nicht neu, und deshalb gruben sie eben die frischen Feuersteine aus größerer Tiefe aus.

Es ist doch aber eine häufig gemachte Beobachtung, daß die Kulturreste irgendeiner Zeit vielfach in Ablagerungen einer geologisch älteren Zeit eingebettet liegen. Wir wollen doch auch nicht die Reste der echten jüngeren Steinzeit, der Bronzezeit und der späten Eisenzeit, die sich im Heidesand gefunden haben, deshalb dem Alter nach in die Entstehungszeit dieses Sandes versetzen.

Wenn Herr GAGEL weiter zur Stütze seiner Ansicht von dem glazialen Alter der Campignien-Menschen von Michaelisdonn die Muschelherde am Gotingkliff auf Föhr anführt, die sehr große Cardien und Miesmuscheln enthalten und ebenfalls im Geschiebesand liegen, so muß ich Herrn GAGEL fragen, ob er im Ernste der Ansicht ist, daß in dem Meere, das die schmelzenden Eismassen Westholsteins bespülte, diese Tiere gelebt haben. Soweit bisher Beobachtungen vorliegen, lebte sowohl zur beginnenden Interglazialzeit wie zur Spätglazialzeit in der Nähe des Eises eine arktische Fauna, die unter anderem *Yoldia arctica*, *Tellina baltica*, *Saxicava pholadis* und höchstens noch *Balanus Hameri*, aber keine großen Cardien und keine Miesmuscheln enthielt. Diese stellten sich erst einige Zeit nach dem Rückzug des Eises ein. Daher ist es auch für diese Muschelherde wahrscheinlich, daß sie zu einer „postglazialen“ Zeit in den Geschiebesand gelangt sind (wenn sie nicht interglazial sein sollten).

Da Herr GAGEL in seinen Ausführungen ganz besonders betont, daß genau genommen es ziemlich unmöglich ist, zu beweisen, daß ein ungeschichteter Geschiebedecksand ungestört ist, da er eben keinerlei Struktur zeigt, so fällt auch ein weiteres Argument gegen meine Ansicht hinweg. Wir kennen überdies prähistorischen Bergbau auf Feuerstein zur Genüge, so daß der Gedanke durchaus nicht neu ist.

Schließlich möchte ich noch einen kleinen Irrtum berichtigen, der Herrn GAGEL auf Seite 263 untergelaufen ist. Das Solutréen ist nicht, wie Herr GAGEL meint, „unbestritten sehr viel älter als jungglazial“. Es schließt sich vielmehr nach rückwärts an das Magdalénien unmittelbar an. Da dieses aber in die Abschmelzzeit der letzten (Würm-) Eiszeit gestellt wird, und im Solutréen selbst Mammut und Ren zahlreich auftreten, so dürfte das Solutréen ungefähr gleichaltrig mit der letzten (Würm-) Eiszeit sein, in die Herr GAGEL seine Campignienfunde von Michaelisdonn stellen will.

---

### 43. Zur Kenntnis der Werfener Schichten bei Berchtesgaden.

Von Herrn H. RASSMUSS in Berlin.

(Mit 2 Textfiguren.)

Berchtesgaden, den 15. September 1911.

Von Herrn VON REINBRECHT erhielt die Geologische Sammlung der Kgl. Bergakademie zu Berlin ein Anzahl von Fossilien aus den Werfener Schichten, die er bei zahlreichen sorgfältigen Begehungen des bekannten, von BÖSE<sup>1)</sup> und schon früher von GÜMBEL<sup>2)</sup> beschriebenen Schwarzeckprofils von Ramsau bei Berchtesgaden gesammelt hatte. Die Schichtenfolge besteht, wie ich durch einen nochmaligen Besuch bestätigen kann, aus einem nicht weiter zu gliedernden Komplex von hauptsächlich graugrünen sandigen bis kalkigen, glimmerreichen Gesteinen, die selten — z. B. an der Einmündung des Seitenbaches oberhalb der Brücke — mit rötlich gefärbten wechsellagern. Namentlich kalkige Gesteine fand ich in dem unteren Teil unterhalb der Klettnermühle entwickelt. Dort beobachtete ich auch Crinoidenstielglieder-führende Kalke (an der Mündung des untersten Nebenbaches). Die ganze, schwach geneigte Schichtreihe, die im Osten von roten Schiefern mit *Pseudomonotis Clarai* unterlagert wird, wird scheinbar konkordant vom Ramsau-Dolomit des Todten Mann überlagert. Nach HAUG<sup>3)</sup> entspricht diese Grenze dagegen einer Überschiebungsfläche am Kontakt der Salz- und der Dachstein Decke.

Ungefähr in der Mitte des Profils, bei der Klettnermühle, schalten sich, wie schon aus den Beobachtungen GÜMBELs<sup>4)</sup> hervorgeht, rein kalkige Lagen ein. Es sind braunrot gefärbte, zum Teil etwas krystalline Kalkbänke, die zahlreiche Muschelreste enthalten. Daneben kommen Gastropoden vor. Ich bestimmte *Coelostylina werfensis* WITT., die nach

---

<sup>1)</sup> E. BÖSE: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Diese Zeitschr. 1898, S. 474.

<sup>2)</sup> v. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirgs, 1861, S. 164.

<sup>3)</sup> E. HAUG: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. Géol. de France 1906.

<sup>4)</sup> Geologie von Bayern II, S. 213.

VON WITTENBURG<sup>1)</sup> das Leitfossil des Gastropodenooliths, des in den Südalpen charakteristischen Trennungsgliedes der Seiser von den Campiler Schichten, bildet. Diese Einlagerung setzt sich nach Herrn VON REINBRECHT am Ramsautal weiter fort, und sie allein würde eine Einteilung des ganzen Komplexes ermöglichen. Ich beobachtete nun an der Klettnermühle, daß diese Kalke zum Teil oolithisch ausgebildet sind. Man ist daher versucht, sie als ein Äquivalent des südalpinen Gastropodenooliths anzusehen. Auch Pectiniden sind in diesen Bänken nicht selten. Ich bestimmte mehrere Exemplare des großen *Pecten tirolicus* WITT.

Die in den graugrünen Schichten gesammelte Fauna besteht wie gewöhnlich hauptsächlich aus Lamellibranchiaten. Besonders Myaciten und Myophorien — *M. laevigata* — sind häufig. Es ist nicht uninteressant, daß sich unter den Muscheln auch mehrere der Arten befinden, die VON WITTENBURG<sup>2)</sup> in neuester Zeit aus den Werfener Schichten Südtirols zum erstenmal beschrieben hat. Ich führe hier die von mir bestimmten Arten an:

*Pecten microtis* WITT.

*Pecten völseckhofensis* WITT.

*Pecten tirolicus* WITT.

*Pecten tirolicus* var. *predazzensis* WITT.

*Pseudomonotis inaequicostata* BEN. sp.

*Anodontophora* (*Myacites*) *fassaensis* WISSM. sp.

*Anodontophora* (*Myacites*) *canalensis* CAT. sp.

*Myacites* cf. *baconicus* BITTN.

*Gervillia exporrecta* LEPSIUS.

*Gervillia Meneghinii* TOMM.

*Hörnesia socialis* SCHLOTH. sp.

*Myophoria costata* ZENK.

*Myophoria laevigata* GIEB.

*Myophoria ovata* BRAUN.

*Mysidioptera radiata* nov. spec.

*Naticella* (*Natiria*) *costata* MSTR. sp.<sup>3)</sup>

*Turbo rectecostatus* v. HAU.

<sup>1)</sup> V. WITTENBURG: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol.-Pal. Abhandl., hrsg. von KOKEN, 1908, S. 4.

<sup>2)</sup> V. WITTENBURG: a. a. O. — V. WITTENBURG: Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten. Neues Jahrb. f. Min. 1908. — V. WITTENBURG: Neue Beiträge zur Paläontologie und Geologie der Werfener Schichten Südtirols mit Berücksichtigung der Werfener Schichten Wladiwostoks. Centralbl. f. Min. 1908.

<sup>3)</sup> *N. costata* ist nicht auf die oberen Schichten beschränkt, wie BÖSE a. a. O. annimmt. Ich fand mehrere Exemplare in einem grauen Kalk bereits dicht über der unteren Mühle.

Unter den Lamellibranchiern befinden sich 4 Exemplare einer Art, die sich mit keiner bisher bekannten identifizieren läßt. Die ungefähr 4 cm großen Muscheln sind wie meist in den Werfener Schichten nur als Steinkerne erhalten. Der Bau des Schlosses ist daher nicht zu erkennen. Doch erinnert die Gestalt der Schale sowie des Wirbels, wie überhaupt der ganze Habitus an die von SALOMON<sup>1)</sup> aufgestellte Gattung *Mysidioptera*, z. B. an zu dieser Gattung gehörige Arten, die aus allerdings viel jüngeren Schichten, den Veszprémer Mergeln (= Raibler Schichten), von BITTNER<sup>2)</sup> beschrieben sind. Ich habe die neue Art daher dieser Gattung eingereiht.



Fig. 1.



Fig. 2.

*Mysidioptera radiata* nov. spec.

*Mysidioptera radiata* nov. spec.

Mir liegen drei linke und eine rechte Klappe vor. Die Form ist gleichklappig. Charakteristisch für diese Art erscheint, daß die Klappen, besonders in der Nähe des Wirbels, zu einer scharfen, fast kielartigen Wölbung sich erheben, die nach der vorderen Seite geneigt und ihr genähert ist. So zeigt die Ansicht vom Schloßrande aus (Fig. 2) ein schiefes Überliegen des Wirbels nach vorn. Zu dem vorderen, sehr kleinen Flügel fällt die Schale sehr steil ab, während sie in den hinteren großen und ebenen Flügel ganz allmählich übergeht. Der Wirbel ist spitz und nach vorn eingerollt. Die

<sup>1)</sup> W. SALOMON: Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontogr. **42**, 1895, S. 117.

<sup>2)</sup> A. BITTNER: Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Wiss. Res. d. Erforsch. d. Balaton-Sees, Budapest 1901.

Schale trägt weitstehende Rippen, die, auf dem hinteren großen Flügel deutlich ausgebildet, nach vorn schwächer zu werden scheinen. Die Berippung ähnelt der von *Mys. latifissa* BROILI aus den Pachycardientuffen der Seiser Alp<sup>1)</sup>. Daß zwei Klappen gar keine Berippung zeigen, ist wohl nur dem Erhaltungszustand zuzuschreiben.

Den paläozoischen Habitus der Mysidiopteren hat bereits BITTNER<sup>2)</sup> betont und auf gewisse Verwandtschaften mit paläozoischen Formen hingewiesen. Das Vorkommen von Arten dieser Gattung schon in der untersten Trias — auch v. WITTENBURG hat eine *Mysidioptera gronensis* aus Südtirol beschrieben — verdient daher Erwähnung, da sie früher nur vom Muschelkalk an bekannt war.

Eine zweite Eigentümlichkeit zeichnet die Fauna des Schwarzeckprofils aus: Unter den gesammelten Fossilien befinden sich auch einige Cephalopoden. Cephalopoden kommen in den Werfener Schichten gewöhnlich nur bei kalkiger Ausbildung vor. Aus solchen mergelig-kalkigen Schichten stammt die reiche Cephalopodenfauna von Muc in Dalmatien, die KITTL in einer Monographie<sup>3)</sup> beschrieben hat. Einer reinen Kalkfacies gehört die durch ihre eigentümliche tiergeographische Vergesellschaftung von mediterranen, indischen und kalifornischen Formen interessante Fauna aus Albanien an, die VON ARTHABER<sup>4)</sup> bearbeitet hat.

Während in den zahlreiche Kalkbänke führenden Campiler Schichten der Südalpen Ammoniten, namentlich *Tirolites cassianus*, noch ziemlich häufig sind<sup>5)</sup>, sind sie in den Nordalpen außerordentlich selten. Nur den ersten Beobachtern, v. GÜMBEL und v. HAUER, verdanken wir einzelne Cephalopodenfunde in den Nordalpen. So führt GÜMBEL in seiner Geognostischen Beschreibung des Bayrischen Alpengebirgs

---

<sup>1)</sup> BROILI: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Palaeontogr. 50, 1903.

<sup>2)</sup> BITTNER: Über die triadische Lamellibranchiatengattung Mysidioptera Sal. und deren Beziehungen zu paläozoischen Gattungen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 50, 1900, S. 59.

<sup>3)</sup> E. KITTL: Die Cephalopoden der oberen Werfener Schichten von Muc in Dalmatien. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. XX, Wien 1903.

<sup>4)</sup> G. v. ARTHABER: Über die Entdeckung von Untertrias in Albanien und ihre faunistische Bewertung. Mitt. Geol. Ges. Wien 1908.

<sup>5)</sup> Vgl. v. WITTENBURG: a. a. O. — TOMMASI: Sulla fauna del trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Rend. R. Ist. Lomb. XXVIII, Milano 1895. — Derselbe: La fauna del trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Palaeontogr. Ital. I, 1895.



1861 einen *Tirolites cassianus* von Engeretwacht an<sup>1)</sup>, und v. HAUER<sup>2)</sup> beschreibt *Tirolites cassianus* und *Tir. idrianus* von nordalpinen Lokalitäten. v. MOJSISOVICS dagegen gibt in seiner Monographie<sup>3)</sup> auch für diese Arten keine nordalpinen Fundorte an, und auch in späterer Zeit scheinen dort keine Cephalopoden mehr gefunden zu sein.

Die eingangs erwähnte verhältnismäßig kalkreiche Ausbildung der Schichten des Schwarzeckprofils deutet hier auf den Ammoniten günstigere Lebensbedingungen hin.

Ich bestimmte folgende Formen:

*Tirolites cassianus* QU. sp. aus einem sandigen glimmerführenden Kalk;

*Tirolites* spec., eine kleine Form;

*Dinarites dalmatinus* v. HAU. aus glimmerreichen graugrünen Schiefen; aus denselben Schiefen stammen zwei schlechte, verdrückte Ammonitenbruchstücke, von denen das eine ein glatter *Dinarites* zu sein scheint, das andere, kräftig berippte, wohl zur Gattung *Tirolites* gehört.

#### 44. Geologische Reisebeobachtungen am Nordabfall der Cantabrischen Ketten zwischen Pola de Lena und Cangas de Tinéo (Provinz Asturien, Nordspanien).

Von Herrn P. GROSCH.

(Mit 2 Textfiguren.)

Freiburg i. Br., den 8. Oktober 1911.

Schon seit uralten Zeiten war Spanien bekannt und gesucht wegen seines Reichtums an edlen Metallen. Phönizier, Karthager und Römer haben hier Bergbau getrieben. Ihre umfangreichen Bauten, die technische Ausführung und Voll-

---

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 181, außer 3 problematischen neuen Spezies aus einem hellgrauen Kalke im Salzgebirge von Berchtesgaden (Lias?)

<sup>2)</sup> Die Cephalopoden der unteren Trias der Alpen. Sitz.-Ber. d. k. Akademie d. Wiss. 62, Wien 1865.

<sup>3)</sup> Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1882.

endung ihrer Anlagen erregen noch heute unsere Bewunderung<sup>1)</sup>).

In neuerer Zeit hat der Bergbau eine noch weitere Steigerung erfahren. Er ist heute bereits so weit gediehen, daß sich an verschiedenen Stellen eine Erschöpfung der Lagerstätten bemerkbar macht. Trotz seiner enormen und mannigfaltigen Vorräte an Erzen ist Spanien jedoch nicht in der Lage, alle diese Bodenschätze im eigenen Lande zu verwerten, da das wichtigste Material zum Hüttenprozeß, die Kohle, in nur sehr geringen Mengen auf der iberischen Halbinsel verbreitet ist. An erster Stelle in der Förderung von Steinkohlen steht die Provinz Asturien, dann folgen Cordoba, Sevilla, Palencia, Leon, Gerona und Ciudad Real.

Im Herbst vergangenen Jahres hatte ich Gelegenheit, in Begleitung von Herrn cand. chem. R. KUMMER den mittleren Teil der Provinz Asturien (Oviedo), insbesondere den Nordabfall des cantabrischen Gebirges zwischen den Städten Pola de Lena und Cangas de Tinéo, näher kennen zu lernen.

Im folgenden will ich versuchen, meine Reisebeobachtungen in diesem im wesentlichen aus paläozoischen Ablagerungen aufgebauten Gebirgsstück eingehender zu beschreiben. Vorausgeschickt sei, daß das Reisen in diesen Gegenden durch verschiedene Umstände erschwert wird. Zunächst macht sich der Mangel einer brauchbaren topographischen Unterlage in recht unangenehmer Weise bemerkbar.

Für die Provinz Asturien (Oviedo) kommen zwei topographische Karten in Betracht:

1. G. SCHULZ: Mapa topographico de la provincia de Oviedo, formado de Orden d. S. M. La Reina. Escala 1 por 127 500. Madrid 1855.

Auf dieser Karte entspricht bei der Bezeichnung der einzelnen Höhenzüge die Größe der angewendeten Buchstaben der Höhe des betreffenden Gebirgsstückes.

2. D. FRANCISCO COELLO: Atlas de España y sus posesiones de Ultramar. Oviedo ó principado de Asturias. 1:200 000. Madrid 1870.

Äußerst hinderlich bei der Orientierung auf dieser Karte ist der Umstand, daß die meisten Ortschaften eine doppelte Benennung führen. In der Regel sind die im Volke gebräuchlichen Ortsnamen auf der Karte

---

<sup>1)</sup> Vgl. AHLBURG: Die nutzbaren Mineralien Spaniens und Portugals. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, XV, S. 184.

nicht oder nur unvollständig eingetragen. Auch in bezug auf die Einzeichnung einzelner Dörfer, Gebirgszüge usw. lassen sich nicht selten Unrichtigkeiten feststellen.

Daß zahlreiche Ortschaften dieser Provinz die gleiche Benennung tragen, ist eine weitere Eigentümlichkeit, die leicht zu den eigenartigsten und unangenehmsten Verwechselungen Veranlassung geben kann.

Von geologischen Karten ist für dieses Gebiet zu nennen: Blatt Nr. 2 (Santander) der Mapa geológico de España. 1 : 400 000. — Formado y publicado por la Comisión del Mapa geológico, bajo la dirección del Exmo. Sr. Dn. MANUEL FERNANDEZ DE CASTRO.

Ferner stellt die spanische Verpflegung (ausgiebige Verwendung von Öl zum Bereiten der Speisen, Maisbrot usw.) gewisse Ansprüche an den Magen. Auch die Sauberkeit in den kleineren Ortschaften abseits vom großen Fremdenstrom läßt vieles zu wünschen übrig. Unter Berücksichtigung dieser Umstände entschloß ich mich, den größten Teil der Gebirgsreise mit dem Zelt zurückzulegen. Als Proviant wurden Fleisch- und Gemüsekonserven mitgenommen. Frisches Obst, Eier und Milch boten gelegentlich eine angenehme Abwechslung. Als Getränk diente unterwegs ausschließlich Tee. Unabgekochtes Wasser wurde vermieden. Die Beförderung des Gepäcks besorgten 3 Pferde und 1 Maultier, deren Wartung 2 Burschen (Mozos) oblag.

Bei den Vorbereitungen zu dieser Reise stand mir Herr Dr. GUSTAV SCHULZE-München mit seinen Ratschlägen und Erfahrungen, die er auf wiederholten Reisen in der Umgebung der Picos de Europa gesammelt hatte, in liebenswürdigster Weise zur Seite. Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Dr. SCHULZE auch an dieser Stelle für sein weitgehendes Entgegenkommen herzlich zu danken. In nicht geringerem Maße bin ich auch den deutschen Konsularbehörden in Bilbao und Gijón, im besonderen den Herren TH. STADELMANN und AL. JAENICKE, zu Dank verpflichtet. Durch ihre Bemühungen blieben mir manche Unzuträglichkeiten auf der Reise erspart.

Als Ausgangspunkt für die eigentliche Zeltreise wurde Teverga, ca. 20 km westlich von Pola de Lena, gewählt. Mit Rücksicht auf die Verpflegung der Tiere mußten die meisten Zeltlager in der Nähe einer Ortschaft aufgeschlagen werden. Einmal (in Castro) wurde auf das Aufschlagen des Zeltes wegen ungeeigneten Terrains verzichtet und in einem Bauernhause genächtigt.

Der Reiseweg gestaltete sich im einzelnen folgendermaßen:

- 9. September:  
Aufbruch von Teverga.
- 9.—11. September:  
Zeltlager 1: Paß norwestlich von Focella.
- 12. auf 13. September:  
Zeltlager 2: Kamm der Cordal de la Mesa, ca. 6 km westlich von Focella.
- 13.—19. September:  
Zeltlager 3: Endriga. Besuch des Lago de la Cueva.
- 19.—22. September:  
Aufenthalt in Castro.
- 23.—29. September:  
Zeltlager 4: Nordwestlich von Belmonte.
- 29. September bis 1. Oktober:  
Zeltlager 5: Bejega.
- 1.—5. Oktober:  
Zeltlager 6: Barca.
- 5.—10. Oktober:  
Zeltlager 7: Arganza. Ritt nach Tinéo.
- 10.—11. Oktober:  
Zeltlager 8: Vor Cangas de Tinéo.

Auf der genannten Reisetrecke beteiligen sich — abgesehen vom Diluvium und vereinzelt Eruptivgesteinen — ausschließlich paläozoische Ablagerungen am Aufbau des Gebirges.

Eine ausführliche Beschreibung der einzelnen geologischen Formationen wird erst nach Bearbeitung der gesammelten Faunen erfolgen. Im übrigen glaube ich mit Rücksicht darauf, daß diese Gegenden später einmal von Fachgenossen aufgesucht werden könnten, schon jetzt eine kurze Schilderung der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes bringen zu dürfen.

BARROIS<sup>1)</sup> gliedert die paläozoischen Ablagerungen Asturiens von oben nach unten in:

Carbon:

- |              |   |                      |
|--------------|---|----------------------|
| Produktives  | { | 1. Stufe von Tinéo.  |
| Carbon       |   | 2. Stufe von Sama.   |
| Unter-Carbon | { | 3. Stufe von Lena.   |
|              |   | 4. Stufe der Cañons. |
|              |   | 5. Marbre griotte.   |

<sup>1)</sup> Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne). Mém. d. l. Soc. géol. du Nord T. II, Mém., Nr. 1, Lille 1882. — Vgl. ferner Referat im N. Jahrb. f. Min. 1883, II, S. 37ff.

Devon:

- |              |   |  |
|--------------|---|--|
| Ober-Devon   | { | 1. Sandstein von Cué.                    |
|              |   | 2. Kalk von Candas.                      |
| Mittel-Devon |   | 3. Sandstein.                            |
|              | { | 4. Kalk von Moniello.                    |
|              |   | 5. Kalk von Arnao.                       |
| Unter-Devon  |   | 6. Kalk von Ferroñes.                    |
|              |   | 7. Schiefer und Sandstein von Nieva.     |
|              |   | 8. Eisenschüssiger Sandstein von Furada. |

Silur:

- |             |                                   |   |
|-------------|-----------------------------------|---|
| Ober-Silur  | Schiefer und Quarzite von Corral. |   |
|             | {                                 |   |
|             |                                   | Kalkige Schiefer von El Horno.            |
|             |                                   | Dachschiefer von Luarca.                  |
| Unter-Silur |                                   | Eisensteinlager von Bayas usw.            |
|             |                                   | Sandstein von Cabo Busto.                 |
|             |                                   | Bunte Sandsteine, Konglomerate, Schiefer. |

Cambrium:

- Kalke und Schiefer von La Vega.  
Schiefer von Rivadeo, Tonschiefer, Grünschiefer, Quarzite.

Obwohl es in den einzelnen angeführten Formationen an bezeichnenden Fossilhorizonten nicht mangelt, ist eine genauere stratigraphische Bestimmung wegen der großen Ähnlichkeit in der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente im Felde nicht immer leicht durchführbar. Die häufige Wiederholung von fossilleeren, mehr oder weniger gleichartig ausgebildeten Schiefern, Quarziten und Konglomeraten verursacht im Anfang ziemliche Schwierigkeiten bei der Einordnung der betreffenden Schichten. Dazu kommt auch noch ein bis ins Einzelne äußerst komplizierter tektonischer Aufbau des ganzen Gebietes.

Betrachtet man die verschiedenen Formationen mit besonderer Berücksichtigung der petrographischen Ausbildung ihrer Sedimente, ihrer Fossilführung und der Wirkung auf das landschaftliche Bild, so lassen sich im allgemeinen folgende Einzelheiten feststellen.

Für die mächtige Serie des Cambriums (nach BARROIS, a. a. O. über 3000 m!) ist die enorme Ausbildung fossilleerer Schiefer und Quarzite bezeichnend. In der Landschaft kommt die Anwesenheit dieser unfruchtbaren Gesteine in einer gewissen Einförmigkeit der Vegetation und in dem auffälligen Mangel an wasserführenden Horizonten zum Ausdruck. Eine Ausnahme stellt die obere Abteilung dieser Formation dar, die von BARROIS (a. a. O.) als Kalke und Schiefer von LA VEGA mit *Paradoxides* bezeichnet wird.

Die Spuren der intensiven Gebirgsbildung zur Carbon- und Tertiärzeit lassen sich an den Ablagerungen dieser ältesten wie auch der folgenden jüngeren Formationen deutlich nachweisen. Überall sehen wir diese Sedimente mehr oder weniger stark gestört. Falten verschiedensten Ausmaßes in den Schiefen und Quarziten geben ein weiteres anschauliches Spiegelbild von der Ausdehnung und Stärke jener Erdbewegungen.

In bedeutend größerer Mannigfaltigkeit als die cambrischen Sedimente treten uns die Ablagerungen des Silurs entgegen. Konglomerate, Schiefer, Sandsteine, Eisensteinlager, kalkige Schiefer und Quarzite mit brauchbaren Leitfossilien erlaubten BARROIS, eine weitgehende Gliederung dieses Schichtkomplexes vorzunehmen. Dicht nordöstlich vor Belmonte an der Straße nach Pravia ließen sich in einem Steinbruch dunkle Kalke mit *Orthoceras*, *Spirifer* und *Rhynchonella* als Silur nachweisen. Auf der anderen Seite der Straße entspringt im Garten des Jesuitenkollegs eine eisenhaltige Quelle, die ihren Eisengehalt einem Eisensteinlager (?BARROIS' Eisensteinlager von Bayas) verdankt. Ihr Wasser soll nach den Angaben der Eingeborenen mit gutem Erfolg gegen Bleichsucht angewendet werden.

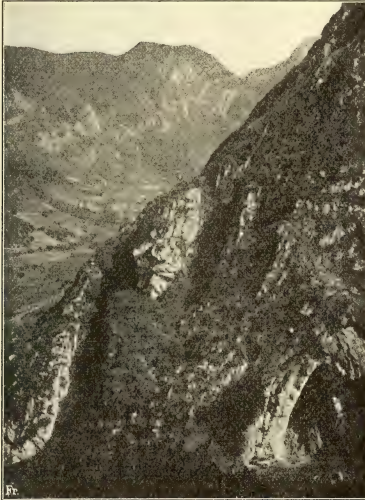
Bei weitem die interessanteste Formation, die wir auf unserem Reiseweg querten, war das Devon. Auf der ganzen Strecke zwischen Focella und Belmonte bot sich reichlich Gelegenheit, die fast durchweg deutlich gebankten Ablagerungen dieser Schichtenserie zu studieren. Ausgezeichnete Aufschlüsse im engen Tal des Rio de Saliencia, großer Fossilreichtum bei meist guter Erhaltung unterscheiden diese Abteilung äußerst vorteilhaft von den vorhergehenden. Der erste Fossilpunkt wurde auf dem Kamm der Cordal de la Mesa zwischen Zeltlager 2 und Saliencia festgestellt. Hier fanden sich in steilstehenden, N 310 W streichenden Kalken Reste von Brachiopoden und Schnecken. Beim Abstieg in das Tal des Rio de Saliencia stellte sich in den steil gegen den Berg einfallenden Schichten ein solcher Reichtum an Brachiopoden und Korallen ein, daß ich mich sofort entschloß, besonders dieser Talseite meine Aufmerksamkeit zu widmen. Unsere Mühe war nicht vergebens. In einem Bacheinschnitt nordöstlich von Endriga bot sich ein Profil, dessen einzelne Bänke durch ihre Fossilführung und die mannigfaltige Gesteinsbeschaffenheit eine übersichtliche Gliederung zuließen.

Ein Ritt nach dem an der Grenze zwischen León und Asturien gelegenen Lago de la Cueva führte uns zu weiteren, ausgiebigen Fossilfundpunkten in oberdevonischen Kalken. Ferner bot die zum Teil im Bau befindliche Straße Castro—



La Arriera—Belmonte ausgezeichnete Aufschlüsse in den quer zur Straße streichenden, stellenweise stark gefalteten devonischen Spatkalken und Mergeln.

Von der jüngsten Abteilung des Palaeozoicums dieser Gegend, dem Carbon, kam uns nur die obere Abteilung auf dieser Reise zu Gesicht.



P. GROSCH phot.

Fig. 1.

Gefaltete Kalke und Mergel des Devon. Tal des Rio de Saliencia.  
Standpunkt: Linke Talseite oberhalb Endriga.

Die drei Unterabteilungen des Untercarbons (Stufe von Lena, Stufe der Cañons und Marbre griotte) bergen nach mündlichen Mitteilungen von Herrn Dr. SCHULZE größtenteils Fossilien von schlechter Erhaltung. Die Stufe von Lena stellt nach meiner Untersuchung<sup>1)</sup> der Korallen aus der Umgebung der Picos de Europa ein Äquivalent des obersten Viséen dar.

<sup>1)</sup> Carbonfossilien aus Nordspanien mit besonderer Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Stellung. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. Br. Bd. XIX. 1911. H. 1. S. 9–20.

Das produktive Carbon läßt sich nach BARROIS (a. a. O.) in die beiden Stufen von Sama und Tinéo gliedern. Beide enthalten Kohlenflöze. Die untere Stufe (Stufe von Sama) setzt sich aus grüngrauen Schiefern zusammen. Die Kohlenflöze treten zwar in großer Anzahl auf, stehen aber in ihrer Mächtigkeit hinter denen der folgenden Stufe zurück.

Im Gegensatz zu den älteren Ablagerungen des Palaeozoicums zeichnet sich die obere Stufe des produktiven Carbons (BARROIS' Stufe von Tinéo) durch eine mächtige Entwicklung konglomeratischer Sedimente aus. Diese Konglomerate — besonders beachtenswert durch die Einschaltung zwar weniger, aber mächtiger Flöze — bestehen aus kopf- bis nußgroßen Quarzitgeröllen. In der Landschaft treten sie durch ihre typischen Verwitterungsformen (Bildung einzelner mauer- bzw. tischartiger Vorsprünge) und die Bedeckung mit Ginster und Heidekraut besonders hervor.

Gut aufgeschlossen sind diese Ablagerungen besonders in der Umgebung von Tinéo. An der Straße Rodical—Tinéo lassen sich an verschiedenen Stellen dicht vor Tinéo vereinzelt Flöze in den Konglomeraten beobachten. Oberhalb der Brücke bei km 18,5 an der Straße Cangas de Tinéo—La Espina hatten wir Gelegenheit, eine aufgelassene Kohlenmine zu besichtigen. Nach den Aussagen eines früheren Arbeiters sollen in dem tauben Nebengestein (Konglomeraten) auch Pflanzenreste vorkommen. Leider war der Fundpunkt von den Abraummassen vollständig zugedeckt und daher unzugänglich.

Will man ein Bild von dem tektonischen Aufbau der eben skizzierten Gegend erhalten, so genügt schon ein Blick auf die geologische Karte (Blatt Santander der Mapa geológico de España), um aus der ganzen Art der Farbenverteilung einen Begriff von dem äußerst komplizierten Faltensystem dieser Gebirgszüge zu bekommen. Im mannigfaltig gestreckten und gelappten Streifen kommen im S und in der Mitte der Provinz die dunkel angelegten paläozoischen Ablagerungen zum Ausdruck. Das Streichen dieser Sedimente ist teils O—W, teils N—S. Der Wechsel dieser beiden Richtungen tritt besonders in der Gegend von Pola de Lena—Belmonte deutlich hervor, wo die von O heranstreichenden cantabrischen Ketten eine deutliche Schwenkung nach N ausführen, um dann bei Oviedo eine weitere Rückbiegung nach NO vorzunehmen, so daß gerade in der Gegend zwischen Oviedo und Pola de Lavianna ein teilweises Zusammentreffen der von O herantretenden Gebirgszüge mit den umgebogenen Ketten der westlichen Zone stattfindet. Daß in diesem Gebiete bedeutende tektonische Bewe-

gungen stattgefunden haben, beweist auch das auffällige Auftreten mesozoischer Schollen unmittelbar nördlich von der eben erwähnten Gegend an der Küste zwischen Avilés und Rivadesella.

Auch im Landschaftsbild kommt der ausgesprochene Faltenbau dieser Gebirgszüge meist deutlich zum Ausdruck.



P. GROSCH phot.

Fig. 2.

Synklinal-Tal in devonischen Quarziten.

Standpunkt: Höhe zwischen Bejega und Merillés. Ausblick in der Richtung des Rio Narcea auf Soto de los Infantes.

Langgestreckte, kulissenartig angeordnete Höhenrücken verraten schon aus größerer Entfernung den Charakter des Faltengebirges. Die bereits oben erwähnten, weitgehenden Fältelungen cambrischer Sedimente wiederholen sich in ganz ähnlicher Weise in den hangenden Formationen. Fast nirgends trifft man horizontale Schichtstellung an. Meist sind die Sedimente mehr

oder weniger steil aufgerichtet oder zu Falten verschiedensten Umfangs zusammengedrängt (vgl. Fig. 1). Besonders gut lassen sich diese Faltungserscheinungen an den deutlich gebankten oberdevonischen Kalk- und Mergelschichten im Tal des Rio de Saliencia beobachten (vgl. Fig. 1). Ein weiteres äußerst anschauliches Bild von der Intensität und dem Ausmaß der tektonischen Bewegungen gibt eine photographische Aufnahme (vgl. Fig. 2) wieder, die ich auf dem Weg zwischen Bejega und Barca machen konnte. Im Vordergrund läßt der Verlauf deutlich geschichteter Quarzite ein breites Synklinaltal erkennen. Im Hintergrund werden Sedimente sichtbar, deren ganz abweichende Schichtstellung auf bedeutende Störungen innerhalb dieses Gebirgsstückes hinweist.

## 45. Die höchste marine Grenze auf Bornholm. — Zur Morphologie der Greifswalder Oie.

Von Herrn W. KRANZ.

(Mit 1 Textfigur.)

Swinemünde, den 22. September 1911.

1. Auf Seite 397—399 dieser Monatsberichte 1911 greift Herr V. MILTHERS meine Beobachtungen auf Bornholm an:

Ich soll die höchste marine Grenze zwischen Allinge und Saltuna übersehen haben, und diese Grenze soll hier nicht als Terrassen, sondern durch Erosion ausgebildet worden sein; der marine Gürtel dieser Küste soll „besonders durch Enthüllung und Zersplitterung der ursprünglich regelmäßigen Granitoberfläche und nicht durch Strandterrassen charakterisiert“ sein. Die marine Grenze soll hier sehr gut hervortreten „als die Grenze zwischen diesem Küstengürtel, wo die ursprüngliche Decke von Geschiebelehm weggewaschen ist, und dem oberhalb liegenden Altlande, wo diese Decke noch auf den geschrammten und geschliffenen Felsoberflächen liegt“.

Eine ganz entsprechende Beweisführung erregte kürzlich auf Capri mein Erstaunen<sup>1)</sup>. Dort hat man Gehängebreccien,

---

<sup>1)</sup> W. KRANZ: Hohe Strandlinien auf Capri, XIII. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald, 1911/12, S. 1—17.

Schrattenbildungen im Kalkfels usw. ohne jede Spur von sicherer mariner Entstehung einfach für marin erklärt, weil unterhalb dieser Bildungen sicheres Marin vorhanden ist; und man hat in den unteren tatsächlich marinen Bildungen von Capri sehr schief gestellte Strandlinien konstruiert, weil einige „Höhlenserien“ im Kalkfels entsprechend dessen Einfallen eine schräge Anordnung zeigen. Jene Gehängebreccien, Schrattenbildungen und Höhlen von Capri sind aber sehr wahrscheinlich ebenso terrestrischen, subaërischen Ursprungs wie die von Herrn MILTHERS genannten Erosionsbildungen im Granit und Geschiebelehm von Bornholm. Wir haben vorläufig keinerlei Beweis, daß oberhalb der überaus deutlichen Strandterrassen, deren genaue Lage ich in diesen Monatsberichten 1911, Seite 47—61 beschrieb, noch höhere sicher marine Bildungen existieren, und es ist überaus gewagt, wenn Herr MILTHERS die genannte Erosionsgrenze mit solcher Bestimmtheit als marine Grenze bezeichnet und damit meine Beobachtungen anzugreifen sucht.

Wie vorsichtig man mit „Strandwällen“ sein muß, habe ich bei den anscheinend verkannten Schützenstellungen auf Bornholm gesehen (a. a. O., S. 48). Rezente Sandstrandwälle sind überhaupt nicht erhaltungsfähig, der Wind und der nächste höhere Wellengang erodiert sie wenige Wochen, oft nur einige Stunden nach ihrer Entstehung fort. Rezente Geröllstrandwälle sah ich auf Bornholm mehrfach, aber auf den alten hohen Strandlinien von Capri und Bornholm fand ich keine Bildung, welche den Namen Strandwall verdiente. Auf Bornholm waren die hochliegenden Kiese flach ausgebreitet. Die „Paar schwach ausgebildeten Strandwälle“ und der „ganz kleine Terrassenabsatz“, die Herr MILTHERS bis 22 m hoch auf Hammeren angibt, bedürfen hiernach noch der Nachprüfung.

Bei Arnager findet sich nach meinen Beobachtungen etwa folgendes Profil (S. 568).

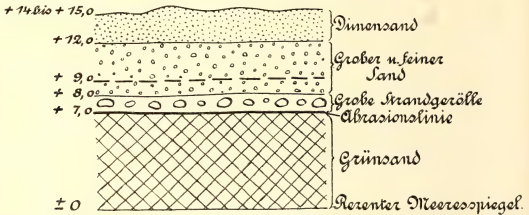
In Übereinstimmung mit G. BRAUN<sup>1)</sup> erblicke ich in den Schottern, Kiesen und Sanden bis rund 12 m ü. M. marin umgelagerte Glazialabsätze. Herr MILTHERS will aber nur die untersten dieser Ablagerungen bis höchstens ca. 9 m ü. M. als marin gelten lassen, darüber sollen die Sande fluviatil sein. Dann würde aber die hypothetische marine Grenze nach MILTHERS sehr undeutlich in den groben und feinen, oben teilweise kreuzgeschichteten Strandsanden liegen, während sie

---

<sup>1)</sup> G. BRAUN: Über die Morphologie von Bornholm, XI. Jahresbericht Geogr. Ges. Greifswald 1907/08, S. 177 ff.

nach meiner Auffassung an der Oberfläche dieser Strandsande liegt, dicht unter den Dünensanden. Ein Beweis ist wohl für keine dieser Deutungen zu erbringen, ich ziehe aber vor, hier an der offenen Küste eine marine Entstehung anzunehmen.

Ganz entsprechend habe ich die Lagerungsverhältnisse bei Sorthat Kulvaerk in Übereinstimmung mit BRAUN ausgesprochen, aber Herr MILTHERS erkennt auch hier fluviatile Bildungen: „Die Stelle muß während der größten Depression des Landes gegen die Brandung durch höher liegendes, später durch die Stranderosion wegerodiertes Land geschützt gewesen sein.“ Die Beweiskraft einer solchen Hypothese will mir nicht einleuchten.



Profil von Bavnodde.

— — — Angenommene marine Grenze nach MILTHERS.

Übereinstimmend mit BRAUN habe ich endlich die höchsten Sande und Kiese auf der Terrasse nördlich Hasle bei etwa 14 m ü. M. gemessen; Herr MILTHERS erkennt die marine Grenze hier bei 16 m ü. M., dort liegt aber nach BRAUNS und meinen Beobachtungen das zugehörige alte Kliff; und bei rezenten Strandbildungen bespült nur Hochwasser den Fuß eines Kliffs über dem Sandstrand, nicht aber der mittlere Meeresspiegel.

Solange Herr MILTHERS keine wirklichen Beweise für seine abweichenden Ergebnisse hat, vermag ich die Berechtigung seiner Kritik an meinen Beobachtungen nicht anzuerkennen.

2. Bei dieser Gelegenheit möchte ich einen Irrtum meinerseits in der genannten Arbeit richtigstellen. Ich hatte a. a. O. S. 75 die vorsichtige Vermutung ausgesprochen, die tischähnliche Oberfläche der Greifswalder Oie könne vielleicht (?) eine



„gehobene“ alte Abrasionsfläche sein. „Es wäre denkbar, daß ein Teil der „größeren Kiesmassen“, welche J. ELBERT auf seiner geologischen Karte der Greifswalder Oie verzeichnet, den Ablagerungen eines solchen Meeres entspricht.“

Eine Untersuchung der schönen Aufschlüsse am Steilrand rund um die Insel herum hat mich aber gelehrt, daß diese Kiesmassen an zahlreichen Stellen dem Geschiebemergel der Oie zwischengelagert sind, mehr oder weniger schräg gestellt, wagerecht oder senkrecht. An keiner Stelle sah ich solche Kiesmassen die Oberfläche der Inselplatte erreichen, so daß die Vermutung, sie könnten marin auf einer Abrasionsfläche abgelagert sein, von vornherein ausgeschlossen ist. Alle Kiese im Geschiebemergel der Oie sind offenbar glazial bzw. subglazial entstanden, und die Annahme einer hohen marinen Abrasionsfläche auf der Insel findet durch sie keine Bestätigung. Herr Geheimrat KEILHACK machte mich darauf aufmerksam, daß derartig ebene Oberflächen auf Geschiebemergel eine sehr verbreitete Erscheinung sind. Ich sah entsprechende terrassenähnliche Bildungen auf Rügen beim Dorf Gager und bei Lobbe gelegentlich einer Exkursion von Herrn Professor FRIEDERICHSEN, sowie südlich Saßnitz. Es dürfte sich bei den meisten derartigen Erscheinungen um ursprüngliche Geschiebemergel-Oberflächen handeln, und ich muß die Vermutung hoher Strandbildungen fallen lassen, zum wenigsten bei der Greifswalder Oie.

---

## 46. Über *Inoceramus Cuvieri* SOW.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 8. Dezember 1911.

Durch das liebenswürdige Entgegenkommen der Herren Dr. A. SMITH WOODWARD und Dr. BATHER einerseits und des Herrn Geheimrat STEINMANN andererseits, wofür ich ihnen auch an dieser Stelle herzlichen Dank sage, bin ich in den Stand gesetzt worden, einen nach dem im British Museum (Nat. Hist.) aufbewahrten Original von *Inoceramus Cuvieri* SOW.<sup>1)</sup> hergestellten Gipsabguß mit den in der Bonner paläontologi-

---

<sup>1)</sup> SOWERBY: Mineral Conchology of Great Britain 5, 1825, t. 441, f. 1.

schen Universitätssammlung befindlichen Originalen, welche GOLDFUSS<sup>1)</sup> seiner Darstellung der Art zugrunde gelegt hat, vergleichen zu können. Es ergab sich, daß mit dem abgeflachten, der Höhe nach wachsenden englischen Typ die stark gewölbte und nahezu rundliche deutsche Art fernerhin nicht vereinigt bleiben kann, wie bisher nach dem Vorgange von GOLDFUSS geschehen. Beide Formen gehören vielmehr verschiedenen Formenreihen an: jene der des *In. Crippsi* MANT<sup>2)</sup>, diese der des *In. Brongniarti*. Auch entstammt *I. Cuvieri* SOW. dem Unterturon, *I. Cuvieri* GOLDF. dem Oberturon. Da demnach für die deutsche Spezies die Ansicht ELBERTS<sup>3)</sup>, daß sie eine Varietät des englischen Typs sei, nicht zutrifft, bringe ich für sie den Namen *Schlönbachi* in Vorschlag; dementsprechend wird auch der bisher als Zone des *In. Cuvieri* bezeichnete Horizont künftighin als Zone des *In. Schlönbachi* zu bezeichnen sein.

Die Beläge für diese Ausführungen sowie die Erörterungen der Beziehungen der bisher in der Literatur als *In. Cuvieri* bezeichneten Formen zueinander werden in dem demnächst erscheinenden zweiten Hefte der „Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde“ gebracht werden.

<sup>1)</sup> GOLDFUSS: *Petrefacta Germaniae* 2, 1834—40, t. 111, f. 1a—c.

<sup>2)</sup> J. BÖHM: *Inoceramus Crippsi* auct. SCHRÖDER und BÖHM: Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 56, 1909, S. 41.

<sup>3)</sup> ELBERT: Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. Verhandl. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. 58, 1901, S. 111.

## Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Über die geologische Bedeutung des Druckes wachsender Kristalle und die Frage nach dessen physikalischer Erklärung. S.-A. aus: Sitzungsberichte d. Gesellsch. zur Beförderung d. gesamten Naturwissenschaften zu Marburg, Nr. 1, 1911.
- Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehungen zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. II, H. 3. Leipzig 1911.
- BECK, K.: Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges an der oberen Aller im Vergleich mit dem Staßfurter und Hannoverschen Lagerstättentypus. Inaug.-Diss. Leipzig 1911.
- BERG, G.: Das Gebiet der krystallinen Schiefer auf den Blättern Schmiedeberg und Tschöpsdorf. Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1808. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt XXIX, T. II, H. 3, 1908. Berlin 1911.
- Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Bad Warmbrunn im Riesengebirge. S.-A. aus: Wanderer im Riesengebirge, Jahrg. 31, Nr. 8.
- BROUWER, H.: Molengraaffit, ein neues Mineral in Lujauriten aus Transvaal. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 5. Stuttgart 1911.
- BURKE, O.: Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Örlinghausen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 32, T. I, H. 2, 1911. Berlin 1911.
- ETZOLD, FR.: Die in Leipzig und Plauen während des Jahres 1910 aufgezeichneten Seismogramme. Dreizehnter Bericht der Erdbebenwarte zu Leipzig. S.-A. aus: Berichte d. mathem.-physischen Klasse d. Kgl. Sächs. Gesellsch. der Wissenschaften zu Leipzig, Bd. 58.
- FRAAS, E.: Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. S.-A. aus: Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1911. Stuttgart 1911.
- Embryonaler Ichthyosaurus mit Hautbekleidung. S.-A. aus: Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1911. Stuttgart 1911.
- Eine rezente Kerunia-Bildung. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. geolog. botan. Gesellsch. in Wien, Jahrg. 1911.
- GÜTZINGER, G.: Die Sedimentierung der Lunzer Seen. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911, Nr. 8. Wien 1911.
- GOTHAN, W.: Die Jahresringlosigkeit der paläozoischen Bäume und die Bedeutung dieser Erscheinung für die Beurteilung des Klimas dieser Perioden. S.-A. aus: Naturwissenschaftl. Wochenschrift, Bd. X, Nr. 28. Jena 1911.
- GRUPE, O.: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, Nr. 2, 1911. Berlin 1911.
- Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. S.-A. aus: 4. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. Hannover 1911.
- HÄBERLE, D.: Über Kleinformen der Verwitterung im Hauptbuntsandstein des Pfälzerwaldes. Mit 4 Tafeln und 6 Abbildungen im Text. Heidelberg 1911.
- Über die Meßbarkeit der Fortschritte der Verwitterung. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrhein. geol. Vereins, N. F. Bd. I, H. 2. Karlsruhe 1911.

- HALDANE, R.: Deutschland und Großbritannien. Eine Studie über nationale Eigentümlichkeiten. Festrede, gehalten am 3. August 1911 zur Eröffnung der Sommerferienkurse an der Universität Oxford. Autorisierte Übersetzung von Dr. RUD. EISLER. Berlin 1911.
- HARBORT, E.: Über die Gliederung des Diluviums auf den Blättern Pillau und Lochstädt. Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1908. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, Bd. XXIX, T. II, H. 3. Berlin 1911.
- Über RICHARD LACHMANNs Salzgeschwüre. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **63**, Monatsber. Nr. 5, 1911. Berlin 1911.
  - Über das Alter des Eisensteinlagers von Isernhagen bei Hannover. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XIX, 1911.
- HATCH, FR. H.: The Past, Present and Future of the Gold-Mining Industry of the Witwatersrand, Transvaal. S.-A. aus: Proceedings of The Institution of Civil Engineers, Bd. **186**, Teil IV. London 1911.
- Jahresbericht d. Vereins f. d. bergb. Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund für 1910. II. (Statist.) Teil. Essen 1911.
- Jear Book of the Michigan College of Mines 1910/11. Houghton.
- JENTZSCH, A.: Der gegenwärtige Stand der geologisch-agronomischen Aufnahmen in Deutschland und die Nutzbarmachung derselben für die landwirtschaftliche Praxis. Verhandlungen der 39. Plenarversammlung des deutschen Landwirtschaftsrats 1911.
- KLEIN, F.: Aktuelle Probleme der Lehrerbildung. Vortrag auf der Versammlung des Vereins zur Förderung des mathemat. u. naturwissensch. Unterrichts am 6. Juni 1911 zu Münster. Schriften des deutschen Ausschusses f. d. mathemat. u. naturw. Unterricht, H. 10. Leipzig und Berlin 1911.
- KRETSCHMER, F.: Über die Kontaktmetamorphose am unterdevonischen Diabas zu Karlsbrunn im Hochgesenke. S.-A. aus: Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, Bd. XI. Brünn 1911.
- KRUSCH, P.: Die genetischen Verhältnisse der Kupfererzvorkommen von Otavi. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **63**, Nr. 2, 1911. Berlin 1911.
- KUKUK: Die mittelschwedischen Erzlagerstätten. Berichte über Exkursionen des 11. Internationalen Geologenkongresses zu Stockholm. III. S.-A. aus: Glückauf, Berg- u. Hüttenmännische Zeitschrift, Jahrg. **47**, Nr. 21, 22 u. 23. Essen 1911.
- LANG, R.: Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Eßlingen. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. **67**, 1911.
- Zur Tektonik von Württemberg. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. **67**, 1911.
  - Die technisch verwertbaren Gesteine des mittleren und oberen Keupers von Württemberg. S.-A. aus: Der Steinbruch, Zeitschrift f. d. Kenntnis u. Verwertung natürlicher Gesteine u. Erden usw. Berlin 1911.
- v. LOZINSKI, W.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Naturwissensch. Wochenschrift, Nr. 41, 1911. Jena 1911.
- Über die Lage und die Ausbreitung des nordeuropäischen diluvialen Inlandeises. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1911, Bd. II. Stuttgart 1911.
  - Über Dislokationszonen im Kreidegebirge des nordöstlichen Galizien. Mitteilungen der Geol. Gesellschaft, Wien I, 1911.

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 12.

1911.

Protokoll der Sitzung vom 6. Dezember 1911.

Vorsitzender: Herr BRANCA.

Der Vorsitzende eröffnet um 6<sup>1</sup>/<sub>4</sub> Uhr die Sitzung zur Vornahme der Wahl des Vorstandes und Beirats, die um 7<sup>1</sup>/<sub>4</sub> Uhr für beendet erklärt wird.

Der Vorsitzende erteilt dann dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Sitzung vom 1. November 1911. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Bergrat ERNST HECKEL, Halberstadt, vorgeschlagen von den Herren LOTZ, KRUSCH, JAEKEL.

Herr Bergassessor H. ARLT in Berlin-Schöneberg, Münchener Str. 30, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, BEYSCHLAG, SCHEIBE.

Herr Mittelschullehrer KUMMEROW in Brandenburg a. H., Harlunger Str. 39, vorgeschlagen von den Herren EBERDT, J. BÖHM, DIENST.

Herr Bergwerksdirektor, Bergassessor a. D. MAX FRANCKE in Berlin W. 15, Düsseldorfer Str. 8 II, vorgeschlagen von den Herren LOTZ, KRUSCH, RAUFF.

Alsdann wird das Ergebnis der Wahlen verlesen:

Es wurden abgegeben 228 Stimmzettel, darunter 2 ungültige.



Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr WAHNSCHAFTE 218, die Herren BRANCA, BEY-SCHLAG, KEILHACK, PENCK je 1. — Gewählt Herr WAHNSCHAFTE.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Herr RAUFF 221, Herr BORNHARDT 217, die Herren PENCK 2, BLANCKENHORN, KRAUSE, JENTZSCH, LEPLA, WAHNSCHAFTE, BRANCA, STREMMER je 1. — Gewählt die Herren RAUFF und BORNHARDT.

Als Schriftführer:

Herr STREMMER 225, Herr FLIEGEL 217, Herr HENNIG 219, Herr BÄRTLING 216, Herr v. LINSTOW 6, Herr v. STAFF 2, die Herren BORNHARDT, RENNER, BOEHM, TIETZE-Berlin, JANENSCH, HESS VON WICHENDORFF, WEISS-ERMEL, OPPENHEIM, AHLBURG, CRAMER und SCHUCHT je 1. — Gewählt die Herren STREMMER, FLIEGEL, HENNIG und BÄRTLING.

Als Schatzmeister:

Herr ZIMMERMANN 223, Herr MICHAEL 1. — Gewählt Herr ZIMMERMANN.

Als Archivar:

Herr EBERDT 223, Herr JENTZSCH 1. — Gewählt Herr EBERDT.

Als Beiratsmitglieder erhielten Stimmen:

Die Herren KOKEN 219, TIETZE-Wien 214, v. KOENEN 209, JAEKEL und RINNE je 208, FRICKE 197, ROTH-PLETZ und STEINMANN je 9, EM. KAYSER, FRECH und SALOMON je 7, STILLE, LEPSIUS je 5, FRAAS, TORN-QUIST je 4, SAUER, GÜRICH, G. BÖHM, BUXTORF je 3, v. ARTHABER, WALTHER, BECK-Freiberg, BERGEAT je 2, HOLZAPFEL, MOLENGRAAF, BALTZER, ALB. HEIM, F. E. SUESS, BÜCKING, GEINITZ, KALKOWSKY, LINCK, BRUHNS, OEBECKE, BROILI, LOTZ, WÜST je 1. — Gewählt die Herren KOKEN-Tübingen, TIETZE-Wien, v. KOENEN-Göttingen, JAEKEL-Greifswald, RINNE-Leipzig und FRICKE-Bremen.



Demnach setzt sich der Vorstand und Beirat für 1912 folgendermaßen zusammen:

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFTE  
Stellvertr. Vorsitzende: - RAUFF  
- BORNHARDT  
Schriftführer: - STREMMER  
- BÄRTLING  
- FLIEGEL  
- HENNIG  
Schatzmeister: - ZIMMERMANN I  
Archivar: - EBERDT

Beirat: Die Herren KOKEN, v. KOENEN, TIETZE-Wien, JAEKEL, RINNE, FRICKE.

Die anwesenden Herren WAHNSCHAFTE, RAUFF, BÄRTLING, FLIEGEL, HENNIG, ZIMMERMANN, EBERDT nehmen die Wahl an.

Danach spricht Herr L. SIEGERT<sup>1)</sup> über „Die Entwicklung des Wesertales“, nach ihm Herr O. GRUPE<sup>1)</sup> über „Weitere Ergebnisse über die Weserterrassen und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten“.

An der anschließenden Erörterung der beiden Vorträge beteiligen sich die Herren HARBORT, MENZEL, STILLE, BLANCKENHORN und beide Vortragende.

Herr BLANCKENHORN bemerkt zu den Ausführungen der beiden Vortragenden:

Meine Erfahrungen im Felde haben mich sowohl im Stromgebiet der Weser und des Mains als auch in außereuropäischen Ländern im allgemeinen zu den gleichen Ergebnissen geführt wie Herrn GRUPE, dessen Ausführungen ich daher nur bestätigen kann.

Zunächst gilt das für das obere Fuldatal bei Fulda selbst. Legt man dort ein Querprofil durch das linke Fuldaufer gegenüber oder unterhalb der gleichnamigen Stadt, so zeigt sich, daß ein Komplex von gelben Sanden, die mit hellen Tönen wechseln, bis zum Niveau der Niederterrasse reicht. Diesen Schichtenkomplex muß ich für Pliocän halten, da die entsprechenden Sanden eingelagerten Tone auf dem rechten Ufer unter der Stadt Fulda die bekannten Zähne von *Mastodon* lieferten. Danach wäre zur Pliocänzeit das Fuldatal dort schon bis zu genanntem Niveau erodiert gewesen. Über diesem Pliocän liegen die älteren Diluvialschotter, die am Gehänge höher aufsteigen als das Pliocän.

<sup>1)</sup> Beide Vorträge erscheinen in einem der nächsten Hefte.

Auf der Ostseite der Rhön bei Ostheim-Melrichstadt, allerdings im Flußgebiet der Streu bzw. fränkischen Saale, führen ähnliche ockergelbe Sande (hier nicht die Tone) viele Zähne mit *Mastodon arvernensis*. In dieser Gegend reicht die Basis des Pliocäns wohl auf den Grund der lokalen Wasserrinnen und der Seitentäler (so am Oberlauf der Sulz auf Blatt Helmershausen), nicht aber bis zur Sohle des Haupttals, sondern ist von letzterem noch durch einen Absatz getrennt. Der pliocänen Erosion folgte also dort noch eine zweite zur Diluvialzeit, welche die Ausbildung des Talquerschnitts vollendete. Im Diluvium lassen sich dort nur 2 Gruppen von Schottern unterscheiden, ein älterer Schotter, der, das Pliocän bedeckend, bis zu dessen höchsten Teilen und noch höher bis zum Plateau selbst, da, wo letzteres nicht zu hoch ist, gleichmäßig ansteigt (bis 50, ja 60 m über nächstbenachbarten Teilen der Talsohle). Eine zweite, tiefere (Mittel-)Terrasse ist von der ersten durch einen Erosionseinschnitt getrennt.

Auch meine sonstigen Studien über das Flußtal diluvium an den verschiedensten Stellen Mittel- und Süddeutschlands haben mich in der Regel nicht mehr wie 3, höchstens 4 deutlich ausgeprägte und weithin verfolgbare Diluvialterrassen kennen gelehrt, eine Hauptterrasse (oder Deckenschotterterrasse), die sich eng an das Pliocän anschließt, eine, seltener auch zwei, Mittelterrassen und eine Niederterrasse. Zwischenterrassen habe ich allerdings auch beobachtet, aber sie erwiesen sich bei näherer Prüfung als unselbständig; es waren keine Akkumulations-, sondern nur Erosionsterrassen, besonders der ältesten und mächtigsten Hauptterrasse. Als Zeiten der Aufschüttung der Terrassenschotter gelten für mich die niederschlagsreicheren, als Zeiten der Stufenerosion die Trockenperioden. Meine eignen Studien im Felde erstrecken sich allerdings, wie ich bemerken muß, nicht auf vergletschert gewesene Gebiete, dehnen sich aber im übrigen auf 3 Erdteile aus, und in allen dreien, Europa, Asien und Afrika, fand ich das Schema der 3 Terrassen wieder.

Nirgends habe ich vorzüglichere Terrassenstudien machen können als in Ägypten und Palästina in den Tälern des Nils und Jordans und ihren Nebentälern, wo man namentlich auch den Gegensatz zwischen selbständigen und unselbständigen Terrassen scharf erkennen konnte. Die Hauptterrasse fällt dort an ihrem Rande oft in zahlreichen, mehr oder weniger breiten Stufen ab, die sich aber nur als Unterabteilungen einer großen einheitlichen Terrasse kennzeichnen, welche in ihrem hinteren Hauptteil meist 50—70 m Höhe über der Talsohle,

aber zugleich auch ebensogroße Mächtigkeit der Aufschüttung besitzt. Diese gewaltigen Schotteraufschüttungen von immer 50—70 m beschränken sich nicht bloß auf die Mündung der Wadis in das Haupttal, d. h. die Schuttkegel, sondern können oft viele Kilometer weit gleichmäßig aufwärts verfolgt werden. Als typische Beispiele nenne ich nur das Wadi Abu Girua bei Erment südlich Luxor, das Chaui el-Schellaut, Uadijen und andere Wadis bei Theben, das Wadi Kench, W. Sanūr auf der rechten Nilseite, das Wadi Muhauwat im SW des Toten Meeres. Dort mag jeder von dem Gesagten sich leicht überzeugen. Es handelt sich an diesen Stellen keineswegs um Aufschüttungen eines Riesenstroms wie des Nils, mit dem sich unsere deutschen Flüsse nicht recht vergleichen lassen, sondern um kleine Seitenwadis, die viel kürzeren Lauf haben als wie z. B. die Fulda, Werra oder Saale, und dabei in einem Gebiet, das heute Wüste ist und ehemals sicher nicht vergletschert war. Nur die vermehrten Niederschläge der großen Pluvialzeit, d. h. der ersten Hälfte der Eiszeit, haben solche konstanten 50—70 m hohen Schotteraufschüttungen zuwege gebracht.

Herr SIEGERT erwidert darauf:

Die vorstehenden Ausführungen von Herrn BLANCKENHORN enthalten keinerlei neue Momente, die geeignet wären, zur Klärung der Streitfragen zwischen Herrn GRUPE und mir etwas beizutragen. Sein Urteil, daß er die Ausführungen des Herrn GRUPE nur bestätigen könne, ist also eine rein subjektive, durch keinerlei positives Material gestützte Meinung.

Die schon bekannten Beobachtungen bei Fulda insbesondere sprechen gegen die Behauptung des Herrn GRUPE, daß die Täler bereits in der Pliocänzeit bis zur heutigen Sohle erodiert waren. Wohl aber stimmen sie mit meiner Darstellung der Entwicklung der Terrassen überein. Vgl. Vortrag.

Die Beobachtungen von Ostheim-Mellrichstadt haben, wie in meinem Vortrag näher begründet wurde, für die Frage nach der Entwicklung der Weserterrassen keinerlei Bedeutung.

Die Ausführungen von Herrn BLANCKENHORN über seine vorzüglichen Terrassenstudien in drei Weltteilen aber führen so weit vom Thema ab, daß ich auf ihre Kritik wohl verzichten darf, um die Diskussion nicht ins Uferlose zu dehnen.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFTE.

BÄRTLING.

FLIEGEL.

## Briefliche Mitteilungen.

---

### 47. Beiträge zur Geologie der Kapregion von Nieder-Californien.

Von Herrn E. WITTICH.

(Mit 2 Textfiguren.)

Mexiko, den 1. Juli 1909.

Das mexikanische Territorium Baja California bildet die einzige größere Halbinsel der pazifischen Seite Amerikas. Über 1000 km erstreckt sie sich von Nord nach Süd parallel mit dem Festlande, von dem sie durch die Grabenversenkung des Golfes getrennt ist. Trotz der günstigen geographischen Lage ist Nieder-Californien geologisch noch sehr wenig untersucht. Dieser Umstand mag die Veröffentlichung der nachfolgenden Beobachtungen rechtfertigen, die sich zwar nur auf die Südspitze, die sogenannte Kapregion, beschränken.

Den Sockel dieses Teiles bildet krystallines Grundgebirge; unmittelbar darüber lagert jüngerer Tertiär, Miocän und Pliocän. An einer Stelle an der Westküste hängen Reste der Kreide<sup>1)</sup>. An dem Abfall des Gebirges gegen das Meer hin ziehen sich Strandlinien entlang, die bis zum heutigen Strand herabsteigen und sich als Terrassen in die Täler hinein fortsetzen.

Wenn man sich der Südspitze der Halbinsel nähert, erkennt man schon aus großer Entfernung hohe, steile Gebirgszüge mit zackigen, scharfen Kämmen, die bis zur Küste herreichen und als steile Kape ins Meer vorspringen. Alle die einzelnen Züge haben ost—westlichen Verlauf; von der Südküste gegen das Innere und Norden zu steigen sie allmählich

---

<sup>1)</sup> G. EISEN: Explorations in the Cape region of Baja California usw. Proc. Cal. Acad. Sc. 2d., 1895. — W. LINDGREEN: Notes of the geology of Baja California. Proc. Cal. Acad. Sc. 1888; 1889; 1891. — G. P. MERRIL: Notes of the geology and history natural of the peninsula of Lower California. Rep. U. St. Nat. Mus. 1895—97. — MERRIL und S. T. EMMONS: Geological Sketch of Lower California. Bull. Geol. Soc. Amer. V, 1894.

an und bilden so mehrere Staffeln, deren höchste (in der eigentlichen Kapregion) im Picacho de San Lazaro 1500 m Höhe erreicht. Weiter nördlich — etwa in der Mitte zwischen der Hauptstadt La Paz und dem Hafenplatz San José del Cabo im Süden — liegt der höchste Gebirgszug des Südens, der im Cerro Porfirio Diaz bis zu 2500 m aufsteigt.

Zwischen den einzelnen Gebirgszügen breiten sich weite Täler aus, gleichfalls mit ost—westlicher Hauptrichtung. Das größte und breiteste Tal (bis 3 km) des Südens, das des San José-Flusses, zieht dagegen nord—südlich, wie die ganze Halbinsel; es schneidet daher alle Quertäler fast rechtwinklig. Auffallenderweise ist das Gebiet östlich des San José-Flusses bedeutend niedriger als der Westen, und es fehlt jene scharf ausgesprochene Ost—Westrichtung der einzelnen Bergzüge. Die kleinen Täler verlaufen im wesentlichen nord—südlich und zerlegen das Land in mehrere parallele Bergzüge. Nach Süden und Osten geht dieses niedere Gebirgsland über in eine breite Hochebene, der unmittelbar an der Küste unregelmäßige steile Hügel aufgesetzt sind.

### Krystallines Grundgebirge.

Das Hauptgestein des südlichsten Teiles der Kapregion ist Granit, der zahlreiche Variationen bildet hinsichtlich der Struktur und des Mineralbestandes. Den Sockel dieser Granitmassen bildet der Diorit, der freilich nur in den tieferen Taleinschnitten zutage tritt. Oft aber verraten den unterlagernden Diorit große, unregelmäßige Einschlüsse desselben in den Graniten. Die Ränder solcher Dioritpartien sind dann unregelmäßig resorbiert, während Granitadern die Masse des Diorites durchdringen. Kleinere Dioritschollen lösen sich oft schlierenartig im Granit auf. Nur an einem kleineren Seitentale des San José-Flusses tritt der Diorit als größere selbständige Gebirgsmasse auf. An frischen Stücken erkennt man darin neben Plagioklasen und Hornblende viel Biotit und etwas Quarz.

Als weiteres Einschlußgestein in den Graniten trifft man metamorphe Biotitschiefer. Meist sind es plattige Partien, durchschwärmt von Granitadern; an den Kontaktstellen stets mit den typischen Kontaktmineralien wie Granat und Epidot. Wahrscheinlich verdanken viele Granitpartien, die überaus reich sind an Biotiten, dieselben der Resorption von solchen Schieferschollen. Weiter nach Norden gewinnen die krystallinen Schiefer bedeutend an Ausdehnung.

Jünger als die Diorite und die krystallinen Schiefer sind, wie bemerkt, die Granite. Die verschiedenen Varietäten sind teils Facieserscheinungen, teils aber auch auf Altersunterschiede zurückzuführen.

Nach dem äußeren Aussehen konnten folgende Granitvariationen festgestellt werden:

Am verbreitetsten an der Südküste, besonders in der Umgebung des Städtchens San José del Cabo, ist ein mittelkörniges Gestein, reich an weißem Orthoklas und größeren Biotitpartien, dagegen arm an Plagioklas und Quarz; daneben führt es noch spärlich Hornblende.

Westlich von San José bis zum Kap San Lucas hin, dem südlichsten Punkt der Halbinsel, treten grobkörnige rote Granite auf mit vorherrschendem roten Orthoklas, wenig Plagioklas, sehr geringen Mengen an Quarz und Biotit und nur gelegentlich Hornblende.

Nördlich und nordwestlich von San José, in der Sierra de San Lazaro, ist das Hauptgestein ein feinkörniger heller Granit, reich an hellem Orthoklas und Plagioklas, aber auch glimmerarm.

Auffallend bei allen diesen Graniten ist das Fehlen des Muscovits; gelegentlich finden sich dagegen gebleichte Biotite, die dann Muscoviten sehr ähnlich sehen; das frische Gestein klärt aber sofort die Täuschung auf.

Von Ganggraniten treten im wesentlichen 2 Typen auf: Pegmatite und Aplite.

In dem oben skizzierten roten Granit finden sich besonders großkörnige Pegmatite, mit dem sie, abgesehen von der Korngröße, viele Ähnlichkeit haben. Die fleischroten Orthoklase dieser Pegmatitgänge werden mehr als 10 cm lang und mehrere cm dick; Magnesiaglimmer kommt zwar weniger vor, aber stets in größeren Putzen; Quarz und Plagioklas sind spärlich und immer kleinkörnig. Diese Ganggranite scheinen spätere Nachschübe aus dem gleichen Magma darzustellen.

Die aplitischen Gänge treten mehr in der Sierra de San Lazaro auf; sie sind feinkörnig und quarzreich. Es besteht zwischen diesen und dem durchsetzten Granit ein gleiches Verhältnis wie bei den Pegmatiten und den roten Graniten.

### Tertiär.

Unmittelbar auf den krystallinen Gesteinen im Süden der Halbinsel lagern jungtertiäre Bildungen; an der Westküste in der Todos Santos-Bucht liegt eine kleine Scholle der jüngeren



Kreide, vielleicht der Rest einer größeren Transgression. Da weiter nördlich in den Vereinigten Staaten ein großer Teil der Sedimentärformationen gut entwickelt ist, so darf man wohl annehmen, daß der große Hiatus in der californischen Kapregion (krystalline Gesteine bis Neogen) durch eine außerordentliche Denudation zu erklären ist.

Ein gutes Bild der Schichtenfolge dieser Tertiärlagen gewährt das niedere Tafelland östlich des San José-Flusses. Sie beginnen mit kalkigen und mergeligen Strandsanden, die massenhaft *Ostrea*-Schalen führen, seltener andere Conchylien. Darüber folgen reine Kalke der Küstenregion mit Korallenresten, vielen *Balanus*-Fragmenten, *Donax*, Cytheren und kleinen Gastropoden. Nach oben hin stellen sich in diesen Ablagerungen allmählich Granitgerölle ein, die später überwiegen, derart, daß ein kalkiger Arkosesandstein entsteht mit zahlreichen Conchylienresten. Die Mächtigkeit dieser einzelnen Horizonte scheint sehr variabel; die beiden tieferen Stufen erreichen kaum mehr als 20 m; erheblich stärker jedoch ist die oberste geröllführende Gruppe, die 50 m und darüber mächtig wird. An vielen Stellen ist diese Schichtenfolge durch die Atmosphärien vollständig verändert worden. Die Conchylien sind gänzlich ausgelaugt, nur ihre Hohlformen in groben und scharfen Abdrücken blieben erhalten. Das kalkige und tonige Cement wurde weggeführt, und es blieb so nur ein grober Granitgrus zurück, der eher unterlagernden Granit vermuten läßt, aber kein Tertiär.

Diese geröllreichen Partien bilden den Abschluß des Tertiärs der Kapregion. Sie scheinen pliocänen Alters zu sein, einschließlich der Ostreenbänke und darauffolgenden *Balanus*- und Korallenschichten. (Siehe E. BÖSE: Sobre algunos fósiles etc. en Baja California. Parergones del Instituto Geológico de Mexico 1907, II, N. 2, S. 41 f. Die erwähnten amerikanischen Geologen rechnen die unteren Schichten jedoch bereits zum Miocän.)

Die oben erwähnten steilen Kegelberge, die östlich von San José del Cabo unmittelbar an der Küste liegen, und die von Ferne kleinen vulkanischen Kegeln täuschend ähnlich sehen, sind nichts anderes als die stehen gebliebenen, aber steil aufgerichteten Partien dieser pliocänen Strandkonglomerate. An ihren Abhängen treten in schmalen Streifen die Korallen- und *Balanus*kalke auf; die Ostreenschichten scheinen nicht an die Oberfläche zu kommen.

### Diluvial- und Alluvialterrassen.

Den Abfall vom Tertiärplateau sowie von den Granitbergen gegen den Ozean hin bilden mehrere Diluvialterrassen, die den ganzen Küstenrand begrenzen und nur durch kapartige Granitvorsprünge zuweilen unterbrochen sind. Die älteste und oberste Terrasse liegt direkt auf dem Tertiär auf; sie besteht aus groben Granitgeröllen, untermischt mit feinen Kiesen, die durch ein schwaches Tonceiment leicht zusammengekittet sind. Fossilien fehlen dieser Stufe gänzlich. Ihre mittlere Höhe beträgt 100 m, ihre Mächtigkeit bis zu 10 m. Diese älteste Staffel nimmt das höchste Niveau ein und liegt am weitesten landeinwärts. Sie bildet ein 100—300 m breites Band, das ursprünglich der ganzen Küste entlangzog und weit in die größeren Täler hinaufreichte. Jetzt ist dieser Diluvialstreifen natürlich vielfach unterbrochen und zerstört.

Unterhalb dieser Terrasse verläuft eine zweite und jüngere Staffel, etwa 30—50 m über dem Meeresspiegel. Nach oben gegen das ältere Diluvium lehnt sie sich als flacher Wall an, während sie gegen das Meer hin steil abfällt. Ihr Material ist im allgemeinen feiner, als das der oberen Stufe; größere Gerölle fehlen fast gänzlich; meist besteht sie nur aus größerem Diluvialsand mit Granitdetritus — Quarz- und Feldspatstückchen. Nur an einigen Stellen, da wo die kleinen Wasserläufe ihre Schuttkegel eingeschwemmt haben, stellen sich auch gröbere Granitgeschiebe ein. In den unteren Partien wird die Terrasse stark humos, vermutlich durch Beimengung von Tang und Landpflanzen. Zahlreich finden sich in der ganzen Ablagerung Meeresconchylien und oft noch — wie heute — in verschiedene ökologische Genossenschaften getrennt. An der einen Stelle trifft man in Mengen die Gattungen *Donax*, *Cytherea*, *Conus*, *Oliva* usw., an anderen Ostreen, *Spondylus*, *Barbatia*, dann wieder *Pecten*, *Murex*, *Purpura*, *Cypraea* usw. Es fällt auf, daß die Gastropoden an Arten und Individuen überwiegen, während heute an der Südküste die Lamellibranchier weit zahlreicher sind.

Die tiefste Terrasse bildet einen niederen Dünenwall, der den ganzen Strand umsäumt, nur an den Ausmündungen der Arroyos oder der Lagunen unterbrochen oder mit Flußgeröllen durchsetzt. Die Höhe der Terrasse übersteigt kaum 10 m, und die Entfernung bis zur mittleren Wasserlinie ist selten mehr als 50 m. Diese unterste Strandlinie muß als altalluviale Bildung angesehen werden. Die heutige Uferlinie ist die jüngste, gegenwärtig noch im Entstehen begriffene Strandterrasse.

An der Westküste, vom südlichsten Punkte, dem Kap San Lucas, an nach Norden bis über Cabo Falso hinaus ist die jüngste Terrasse beträchtlich höher über dem Ozean gelegen; ihr Niveau erreicht 50 und mehr Meter über dem Meeresspiegel. Zugleich ist sie völlig überdeckt mit rezentem Dünen sand. Interessant ist, daß die zahlreichen Granitgerölle der altalluvialen Strandlinie deutlichen Windschliff zeigen. Alle die größeren Geschiebe sind poliert und geglättet, zuweilen mit Anschliff von flachen Kanten, hie und da die Feldspäte des Granites leicht ausgehöhlt mit stehengebliebenen Quarzrippen.

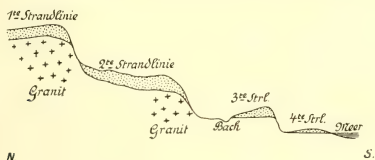


Fig. 1.

Profil am Rancho El Salade, 2 km westlich von San José.  
Richtung von N nach S etwa 1,5 km; überhöht.

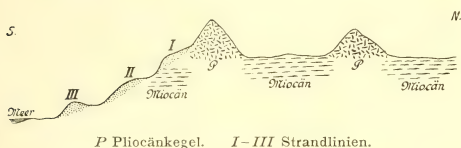


Fig. 2.

Profil durch die Tertiärlandschaft östlich von San José del Cabo.  
(Schemat.) Überhöht, horizontale Distanz 3 km.

Es resultieren dann Gerölle genau so, wie ich sie früher beschrieben und abgebildet habe (Dreikanter von Frankfurt. Senckenb. Berichte 1898, Frankfurt a. M., Tafeln). Diese drei Uferterrassen sind an der ganzen, ca. 80 km langen Südküste zu erkennen; sie zeigen, daß der Meeresspiegel in einzelnen Etappen gesunken ist und das Land dementsprechend sprunghaft zugenommen hat. Dasselbe lehren auch die Strandlinien an der Westküste der Halbinsel. So liegen schon am Cabo Falso drei solcher Wälle übereinander, breiter und höher als an der Südküste, und ziehen sich hin bis zu der Bucht von Todos Santos fast auf dem Wendekreis, wo W. LINDGREEN

gleichsfalls drei übereinanderliegende Terrassen beobachtete. (Siehe W. LINDGREEN: Notes of the geology of Baja California, Mexico. Proc. Calif. Acad. of Sciences 1888, S. 179.) Dieses Zurückweichen des Ozeans und das Vordringen des Landes ist so auffallend, daß es dem ersten Naturbeobachter der Halbinsel, dem Padre FR. J. CLAVIGERO, nicht entgehen konnte. Er bereiste um 1770 das Land und sagt über diese Frage in seiner *Historia antigua de Baja California* u. a. (FR. J. CLAVIGERO: *Historia antigua de Méjico* usw. Traducido por José J. d. Mora, London 1826): „Es ist sicher, daß California heute breiter ist als früher, und wir können mit Sicherheit voraussagen, daß es noch mehr zunehmen wird.“ An anderer Stelle sagt der alte Autor: „Die Missionare, Jesuiten von Loredó, beobachteten, daß das Meer in weniger als 40 Jahren sich mehrere Schritte von der alten Küste zurückgezogen hat, und dieses Zurückweichen ist deutlicher an der Westküste, wo der Zwischenraum zwischen Meer und Gebirge mit Strandsand bedeckt ist.“

Von besonderer Wichtigkeit war es mir, dieses staffelartige Zurückgehen des Ozeans mit den Vorgängen auf dem Lande parallelisieren zu können. Hierzu boten die Ablagerungen der Bäche und des San José-Flusses ein sehr gutes Mittel. In die drei verschiedenen Strandlinien mischen sich, wie bemerkt, die Schuttkegel der Wasserläufe ein. Weiter landeinwärts schließen sich entsprechende Uferterrassen des Flusses bzw. der Bäche unmittelbar an. In der heutigen Uferlinie liegen die gegenwärtigen Schuttkegel; ursprünglich grobe Schottermassen, aus denen die Flut allmählich alles Feingut ausspült, so daß schließlich nur ein Haufwerk von großen Granitschollen zurückbleibt, während sich talaufwärts eine flache Terrasse anschließt. Derartige Schottereinlagerungen am Ausgang der größeren Täler zeigen nun auch die oberen Strandterrassen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß hier Schuttkegel in höherem Niveau vorliegen; auch sie setzen sich nach oben in die Täler fort und bilden so eine zweite bzw. dritte höhere und ältere Flußterrasse, nur sind beide durch Erosion, Denudation und Dislokation mehr oder weniger stark verändert. Besonders im Tale des San José-Flusses sind die drei Terrassen noch deutlich erhalten. Bei dem kleinen Dorfe San José viejo, etwa 8 km von der Küste flußaufwärts, sieht man noch die oberste Staffel als breiten Wall dem westlichen Ufer entlang ziehen, etwa 30 m über dem heutigen Flußlauf; selbst in die Seitentäler, die von der Sierra her einmünden, setzt sich die höchste Terrasse noch hinein.

Etwa 4 km westlich von San José del Cabo mündet ein kleiner Arroyo in das Meer, dessen ältere Terrasse sich deutlich mit der Strandlinie vermischt; weiter landeinwärts liegt nun oberhalb dieser Terrasse noch eine weitere Flußablagerung, etwa 20 m über der letzteren. Weiter in das Innere hinein folgt sogar noch eine dritte Terrasse, ca. 30 m über der vorhergehenden, aber von ihr getrennt durch eine starke Ost—West-verwerfung.

Nicht in allen Tälern ist eine solche Dreiteilung der Terrassen zu beobachten; in den schmalen Arroyos verwischen sich oft die Reste der Uferterrassen mit dem Abhangsschutt. Aus diesen spülen die wenigen, aber heftigen Regengüsse alles Verwitterungsmaterial, Sand und feinen Kies rasch aus und überschwemmen damit die Niederungen. Die Folge ist eine relative Anhäufung großer Gesteinsblöcke an den Bergabhängen. Derartige Bildungen wurden von G. EISEN u. a. für Moränen angesprochen.

Die eigentümlichen meteorologischen Verhältnisse, große Trockenheit, seltene, aber dann heftige Regenfälle, bringen es mit sich, daß sich ein tiefer Verwitterungsboden oder eine gute Ackerkrume kaum bilden konnte. Da eine dichtere Pflanzennarbe fehlt, so wird durch den Regen die wenige feinere Erde noch weggewaschen und zu Tale geführt. Dadurch nehmen die alluvialen Bildungen beträchtlich zu an Mächtigkeit und Breite. Aber dafür verlieren sich in den starken Alluvionen bald selbst sehr starke Niederschläge, um an der Mündung des Flusses als starker Grundwasserstrom wieder auszutreten. So verläuft ein solcher Strom im Tale des San José-Flusses, der aber infolge des Rückzuges des Meeres heute dicht vor dem Strande in einer breiten Lagune ausmündet. Ein Arm dieses Grundwassers tritt jedoch bereits im Orte San José an den kleinen Granithügeln in Quellen zutage. Die Folge ist, daß dort trotz der geringen Niederschläge große Strecken mit Zuckerrohr bestellt werden können.

Süßwasserlagunen — Austrittsstellen unterirdischer Wasserläufe — finden sich weiter östlich an mehreren Punkten. Nahe dem Rancho El Tule, etwa 2 Reitstunden westlich von San José, tritt das Grundwasser dagegen im Ozean zutage als aufsteigende Quelle, die nur bei starker Ebbe frei liegt.

### **Tektonik.**

Diese oben kurz skizzierte Landschaft wird von einem System jüngerer Verwerfungslinien durchzogen, die das topo-



graphische Bild derselben wesentlich beeinflußt haben. Im allgemeinen verlaufen die Dislokationen in zwei verschiedenen Richtungen: Ost—West und Nord—Süd, also entsprechend den Küstenlinien. Beide Störungslinien gaben vielfach Veranlassung zur Bildung kleiner Täler. Ob das breite Haupttal des San José auch auf diese Weise entstand oder eine nord—südlich gerichtete Grabensenkung ist, mag dahingestellt sein. Sicher ist, daß die Verwerfungen auch über die Tertiärbildungen übergreifen, also mindestens jungtertiär sind; an dem Arroyo bei dem Rancho Salade westlich von San José sieht man auch die oberste Diluvialterrasse auf den Granitanhöhen getrennt durch eine Dislokation, die also bis in das Diluvium hineinreicht. Durch solche Störungen sind die Granithügel bei San José sowie alle nahe der Küste gelegenen niederen Bergzüge bis zum Kap San Lucas hin abgesunken von der hohen Sierra, oft aber auch dabei stark zertrümmert worden. Solche Zertrümmerungszonen ziehen sich noch weit im Innern des Landes auf große Strecken hin bis in die Sierra de San Lazaro, stets parallel mit der Südküste.

Daß aber die Absenkungen noch heute vor sich gehen, zeigen die verschiedenen Strandlinien und die Flußterrassen. Freilich liegen die rezenten Verwerfungslinien im Ozean, aber die Erscheinungen an der Küste markieren deutlich die tektonischen submarinen Vorgänge.

Das sukzessive Sinken des Meeresspiegels drücken die Strandlinien aus; damit ändert sich aber zugleich das Gefälle der Arroyos, und infolgedessen wechselt das geologische Verhalten des fließenden Wassers. Mit dem längeren Verharren des Meeres in einem Niveau geht Hand in Hand die Bildung von Strandsedimenten an der Küste und einer entsprechenden Terrasse in den einmündenden Tälern. Eine plötzliche Oszillation des Meeres hat Steigerung des Gefälles und dadurch Erosion im Tal zur Folge und eine entsprechende Tieferlegung des Wasserlaufes. Ein abermaliges Verharren des Meeres im neuen Niveau bedingt die Bildung neuer Ufer und fluviatiler Sedimente, also neuer Terrassen, aber in tieferem Niveau. So markieren sich die Schwankungen des Meeresspiegels noch weit im Innern des Landes in den verschiedenen Talterrassen, bis hinein in die Seitentäler.

Dieses sprungweise Zurückweichen des Meeres datiert schon vom Ende des Miocäns an. Während im Miocän das Meer noch weit ins Innere des Landes vordrang, ist das Pliocän schon mehr auf die Küstenzone beschränkt. Rascher folgten die Strandverlegungen aufeinander im Diluvium; jedoch wurde



hierbei nur an Höhe, weniger an Breite gewonnen. Die größte Zunahme des Landes in horizontaler Richtung dürfte kaum mehr als 2 km betragen.

Dr. E. ANGERMANN, der vor einigen Jahren in La Paz Untersuchungen anstellte (siehe E. ANGERMANN: Fisiografía, Geología e Hidrografía de los alrededores de La Paz usw. Parergones del Instituto geológico de Mexico 1904, I, Nr. 2) legt die Grenze zwischen „Pleistocän“ (mit *Fasciolaria princeps* LAM.) und „Quaternär“, da, wo die letzten tektonischen Störungen aufhören. An der Südküste kann, wie gezeigt wurde, eine solche Grenzlinie nicht gezogen werden, da die tektonischen Vorgänge noch im Caenozoicum andauern.

Daß es sich hierbei im wesentlichen um Senkung des Meeresspiegels handelt, zeigt die benachbarte Grabenversenkung des californischen Meerbusens. Parallel damit gehen die ost—westlichen und nord—südlichen Dislokationslinien, die ja bis ins Diluvium hineinreichen. Und alle diese Vorgänge lassen sich durch die Strandlinien und die fluviatilen Terrassen zeitlich bestimmen. Von diesem Gesichtspunkte aus dürften die Flußterrassen überhaupt eine viel größere Bedeutung gewinnen als Indikatoren der oszillatorischen Bewegung des Meerespiegels.

---

## 48. Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr.

Von Herrn HÄBERLIN.

(Mit 4 Textfiguren.)

Wyk auf Föhr, den 29. Juni 1911.

Für die Geologie der Insel Föhr ist das Gotingkliff vielleicht die wichtigste Stelle. In steilem Abbruch fällt es mit einer Maximalhöhe von 5—6 m zum Strande ab, und ähnlich dem Roten Kliff auf Sylt bietet es durch stetiges Nachstürzen (Sturmfluten usw.) immer neue Aufschlüsse; werden doch bei großer Flut mitunter bis 10 m Land weggespült. Die Sturmflut vom Dezember 1909 hat besonders günstige Verhältnisse geschaffen, die geeignet erscheinen, die bisherigen,

sich teilweise widersprechenden Ansichten von STOLLEY<sup>1)</sup> und ZEISE<sup>2)</sup> zu ergänzen.

Das Hauptinteresse am Gotingkliff konzentriert sich auf die dortigen Vorkommen schwarzen Mergels. Es sind deren

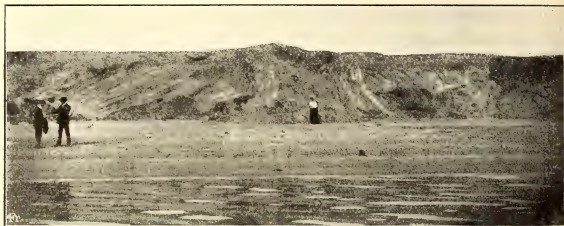


Fig. 1.

Aufpressung altdiluvialen Tonmergels im Gotingkliff auf Föhr.

Geschiebe-  
sand, z. T.  
sehr humos



Fig. 2.

Gotingkliff auf Föhr.

zeitweise vier zu beobachten, die drei westlichen je ca. 20 Schritte von einander entfernt, eine östliche ca. 160 Schritte. Die Angaben von STOLLEY und ZEISE beziehen sich auf die

<sup>1)</sup> STOLLEY: Zur Geologie der Insel Sylt. Archiv f. Anthrop. u. Geol. Schl.-Holst. IV, 1, 1901.

<sup>2)</sup> ZEISE: Beitrag zur Geologie der Nordfriesischen Inseln. Kiel 1901.

beiden mittleren, bei weitem größten. Fig. 1 zeigt die Aufpressung<sup>1)</sup> der östlichen Hauptschicht zwischen den schräg verlaufenden geschichteten Sanden. Die schwarze Klippe ragt mit einem scharfen Grat mehrere Meter weit vor die Uferkante (Fig. 2). Sie führt völlig geschiebefreien Tonmergel (Brockenmergel), der blättrig zerfällt und zur Zeit der Beobachtung keine Schichtung erkennen ließ. Es ist typischer „Brockenmergel“, d. h. ein aufgearbeiteter und umgelagerter Tonmergel, der aus kleinen Brocken dieses Materials zusammengesetzt ist. Dieses Vorkommen hat zurzeit ca. 2,5 m Höhe. STOLLEY faßt es auf als Ausschlammungsprodukt eines vorauszusetzenden Geschiebemergels der (1.) drittletzten Eiszeit. Er bemerkt (S. 108): „Die westliche Ader unterscheidet sich von der östlichen durch das Fehlen von Geschieben und Quarzkörnern.“ ZEISE spricht von dieser schwarzen Partie als „steinarmem Geschiebmergel“. Er hat also offenbar Geschiebe darin gefunden und faßt ihn als „steinarme Facies des unteren Geschiebemergels“ auf.

Zurzeit ist nun unter dem östlichen Tonmergel (= Brockenmergel) ein durchaus von diesem bröckligen Gestein verschiedener schwarzer Geschiebmergel erkennbar (Fig. 2, das Kind steht auf demselben); er ist kratzig-sandig, geschiebeführend, mit typischer Moränenstruktur (Proben in der Geologischen Landesanstalt Berlin und im Friesenmuseum Föhr) und muß wohl als unterster Geschiebmergel aufgefaßt werden, den STOLLEY schon voraussetzte, und den ZEISE wohl auch gesehen hat, da er von Geschieben in dem schwarzen Mergel spricht. Die Grenze des schwarzen Geschiebemergels zum schwarzen Brockenmergel ist nicht deutlich zu erkennen. Der schwarze Geschiebmergel kommt nur wenig über den Strandsand in die Höhe. ZEISE hat daher wohl den geschiebeführenden schwarzen Mergel von dem geschiebefreien Tonmergel unmittelbar darüber nicht scharf getrennt und beide zusammen als „steinarme Facies des unteren Geschiebemergels“ angesprochen. [Man vgl. hierzu PETERSEN<sup>2)</sup>: „Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt“, der in Fig. 4, 6 und 7 ganz genau dieselben Verhältnisse von  $m^1$ ,  $th^2$  und  $m^2$  am Roten Kliff gibt.]

Über der schwarzen Klippe von Brockenmergel gibt STOLLEY an: Geschiebesand, den man wohl sicherlich als

<sup>1)</sup> STOLLEY schreibt diese Aufpressung der 2. (vorletzten) (Haupt-) Vereisung zu.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber. Nr. 8.

Geschiebe-  
sand

dm

öth



Fig. 3.  
Diluvialprofil am Gotingkliff auf Föhr.



Fig. 4.  
Geschiebelehm mit aufrecht stehenden Geschieben, überlagert von  
Geschiebesand. Gotingkliff auf Föht.

Residuum der Moräne der Hauptvereisung zu deuten habe. ZEISES „gelben Lehm“ glaubt er in der oberen, etwas rostigen Partie des dunkeln Mergels zu finden.

ZEISE fand über der östlichen schwarzen Ader geschiebeführenden, gelben Lehm (0,25 m), darüber geschiebereichen Decksand (1,05 m). Zurzeit ist über dem schwarzen Tonmergel und den diesen deckenden geschichteten Sanden zu erkennen: sehr zersetzte gelbbraune Moräne mit stellenweise ganz unverkennbarem Lehmgehalt mit gekritzten und auf dem Kopf stehenden Geschieben, die z. T. weit über Kopfgröße erreichen! (Siehe Fig. 3 und 4.) (Proben in der Geologischen Landesanstalt und im Föhrer Friesenmuseum.) Die Mächtigkeit dieser Moräne ist 0,25—0,75 m. (Die nicht im stabilen Gleichgewicht befindlichen, steil stehenden Geschiebe beweisen, daß dort jetzt eine richtige Moräne — nicht ein Geschiebesand — über den geschichteten Sanden und den Brockenmergeln liegt.) Sie geht nach den Seiten in ganz ausgewaschene Kiese und Geschiebesande über. [Vgl. auch PETERSEN: „Die krystallinen Geschiebe der Insel Sylt“, der am Roten Kliff dieselben Erscheinungen beschreibt<sup>1)</sup>.] Der jüngere Geschiebelehm des Gotingkliffs liegt ebenso wie der des Roten Kliffs auf Sylt diskordant sowohl über den steil aufgerichteten Brockenmergeln als auch über den z. T. aufgerichteten, z. T. schräge geschichteten Sanden, auf reichlich 500 m Erstreckung.

Der zur Zeit von STOLLEYS Beobachtung vorhandene Aufschluß zeigte offenbar nur diese Sande, während ZEISE zu einer anderen Zeit Gelegenheit hatte, den geschiebeführenden Lehm zu sehen.

STOLLEY schreibt die von ihm beobachteten Bildungen der 1. (drittletzten) und 2. (vorletzten) Vereisung Norddeutschlands zu, wegen der Analogie mit Sylt, und weil das 3. (letzte) Inlandeis nicht bis Föhr gereicht haben soll. —

Aus dem Befunde am Gotingkliff allein ist eine volle Aufklärung wohl kaum möglich. Die Moränen des Haupteises (vorletzten) sind oft sehr tief und intensiv verwittert (z. B. auf Sylt 20 m tief); die lehmige Moräne am Gotingkliff ist zwar überall stark verwittert, aber nirgends sehr mächtig, 0,25—0,75 m.

Zur Beleuchtung dieser ungeklärten Frage kommt eine andere Beobachtung auf Föhr zu Hilfe. Bei der Laurentikirche befinden sich Gruben in einem blauen, sehr kreide-

<sup>1)</sup> N. Jahrb. f. Min. 1901, I.



haltigen Geschiebemergel<sup>1)</sup>, reich an eocänen und miocänen Geschieben<sup>2)</sup>). Dieser Geschiebemergel hat weniger als 1 m Verwitterungsrinde; das ist die typische postglaziale Verwitterungstiefe des letzten (= oberen) Geschiebemergels [wie in Ostholstein, mit dem auch die kreidereiche Ausbildung übereinstimmt<sup>3)</sup>]. Nach Analysen, die von PHILIPPSEN<sup>4)</sup> mitgeteilt sind, enthält dieser Mergel bis 30 Proz. Kalk, was also ohne weiteres für sein jungdiluviales Alter spricht.

Bei Borgsum dagegen hat man, wie neuerdings bekannt wurde, über 3—5 m (= 12 Fuß) tief im kalkfreien Lehm gegraben, ohne Mergel zu finden. Nach Angabe eines zuverlässigen, intelligenten Bauern hat man in Klein-Dunsum beim Deichbau bis zu 12 Fuß Tiefe geprüft, ob der steinige Lehm kalkhaltig und zum Mergeln der Felder brauchbar sei, mit negativem Resultat! Die Angaben desselben Landmannes, betr. den mächtigen Lehm bei Borgsum, haben sich als richtig erwiesen und sind noch zu kontrollieren.

Ebenso ist in OTTSEN: „Der Kreis Tondern“, ein Brunnenprofil von Borgsum auf der Geest angeführt, das bis zu 5,6 m Tiefe „lehmartigen Klei mit Sand“ (= zersetzten Geschiebelehm) direkt über Tertiär zeigt, während in anderen Profilen Moränenmergel angeführt wird.

Am Westende von Borgsum ist eine über 3 m tiefe Lehmgrube vorhanden, mit kalkfreiem, ganz zersetzten Geschiebelehm; diese Grube liegt in derselben trockenen Geest wie die ca. 2 km entfernten Laurentigruben und zeigt doch mindestens 4—5 mal so tiefe Verwitterung!

Auch sei erwähnt: das Kliff bei Ütersum Föhr ( $\frac{1}{2}$  Stunde von Goting) besteht auf 2 km Länge aus typischer, allerdings ungewöhnlich tief zersetzter Moräne (wie am Roten Kliff-Sylt) mit zahlreichen, steil auf dem Kopf stehenden Geschieben (cambrische, plattige Sandsteine) und schön geschliffenen Geschieben (die bis über Kopfgröße noch im Kliff stecken und bis  $\frac{3}{4}$  m Durchmesser am Kliffuß liegen). Die Moräne ist 3—4 m hoch aufgeschlossen, überall völlig zersetzt,

---

<sup>1)</sup> Dieser Mergel wird seit Jahrzehnten in großen Massen zum Mergeln der Felder verwandt, ebenso wie der schwarze Mergel von Gotingkliff (wahrscheinlich der schwarze Geschiebemergel unter dem Brockenmergel), der auf dem Watt vor Gotingkliff zutage tritt, was schon ZEISE a. a. O. erwähnt.

<sup>2)</sup> Reiche Proben im Friesenmuseum Föhr.

<sup>3)</sup> Vgl. GAGEL: Interglaziale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein. Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. Nr. 4.

<sup>4)</sup> PHILIPPSEN: Kultur- und Naturbilder von Föhr. Föhr 1902.



hat viel Flinte, aber keinen Kalk, ist z. T. sehr eisenschüssig und stark gestaucht, mit verworrenen und zusammengepreßten Sandschlieren; sie ist z. T. ganz erheblich lehmig; der Lehm geht nach Angabe des Besitzers noch weit ins Watt hinaus.

An der Stelle einer alten Siedelung (Greensbott) bei Ütersum, nahe dem Kliff, und in dessen Abbruch früher aufgeschlossen, fanden sich steinzeitliche Artefakte (im Friesen-Museum Föhr aufbewahrt), die wohl als Paläolithen zu deuten sein dürften; im Kliff ist an dieser Stelle nur Moräne zu sehen; die Artefakte haben also darüber in der Ackerkrume gelegen.

Solch tiefe Verwitterungen und Entkalkungen sind viel mehr als die postglaziale Verwitterung des letzten Geschiebemergels; sie entsprechen den typischen, mächtigen interglazialen Verwitterungsrinden des älteren Geschiebemergels in Westholstein, Dithmarschen und Sylt. Dies rechtfertigt den Schluß, daß bei Dunsum und Borgsum ältere Moränen des Haupteises und z. T. der ersten Vereisung vorliegen.

Es darf also wohl angenommen werden:

1. die frischen kreide- und tertiärreichen Moränen bei Laurentikirche gehören zur letzten Vereisung (=  $\delta m$ );
2. die tiefzersetzten Moränen bei Borgsum und Dunsum und also wohl auch bei Gotingkliff, südlich davon, gehören zur vorletzten (Haupt-)Eiszeit (=  $\delta m$ ), bei Borgsum z. T. wohl schon zur ersten Vereisung;
3. die aufgepreßten Tonmergel sind also Ausschlammungsprodukte eines noch älteren Geschiebemergels, nämlich des jetzt darunter festgestellten, der damit als älteste Moräne  $\delta m$  erwiesen wäre.

Hiernach ist die Analogie mit Sylt vollkommen<sup>1)</sup>, nicht nur in den Lagerungsverhältnissen, sondern auch im Alter.

Endlich kommt noch hinzu: Zwei Brunnenbohrungen von je 30 m Tiefe in Borgsum und Ütersum<sup>2)</sup> zeigen, daß in sehr geringer Tiefe (ca. 6 m) schon Tertiär (Glimmersand, Quarzsand usw.) ansteht und Wasser führt, also bis zu 30 m Tiefe anstehend sein muß! Wenn Gotingkliff nicht ältestes Diluvium sein sollte, so bliebe für dies kaum noch Platz (ähnlich auf Sylt). Es wären also drei Eiszeiten auf der Insel nachweisbar, und die Grenze zwischen letzter und den älteren Vereisungen (Laurenti, Ütersum, Dunsum und Borgsum) wäre hier bis auf 2 km festgestellt.

<sup>1)</sup> PETERSEN: Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber. Nr. 8.

<sup>2)</sup> Das Material des Borgsumer Brunnens im Friesenmuseum Föhr. Mitgeteilt in OTTSEN: Der Kreis Tondern. Tondern 1906.

Hier sind also die Verhältnisse analog und die Grenze von  $\delta m$  und  $dm$  ebenso scharf, wie sie GAGEL<sup>1)</sup> bei Süderstapel in Dithmarschen beschreibt, wo frischer blaugrauer  $\delta m$  1,5 km weit von 10 m tief verlehmtem  $dm$  liegt; denselben frischen blaugrauen  $\delta m$  fand GAGEL am Emmerleffkliff, dessen Gegensatz zum zersetzten  $dm$  des benachbarten Roten Kliffs auf Sylt unsere Führer Befunde vortrefflich beleuchtet.

Besonders schön ist am Gotingkliff die ausgeblasene und windgeschliffene Steinsohle (s. diese Zeitschr., Monatsber. Nr. 5, S. 261, 1911), die  $\frac{1}{2}$ —1 m unter der Oberfläche in den z. T. humosen Sanden liegt. In dieser Steinschicht und auch darüber kommen bis über faustgroße Geschiebe vor; von Herrn Prof. Gagel wurde aus derselben ein 2-faustgroßes Windschliffgeschiebe mit einer 20 cm langen Windschliffkante und grubig korrodierter Oberfläche entnommen (jetzt im Friesenmuseum). Am Strande, am Fuße des Kliffs, liegen zahlreiche solcher windgeschliffenen Geschiebe. Der Strand wird aber so oft überflutet und aus der Uferkante tiefe Nischen ausgewaschen, daß die Dreikanter usw. wohl unmöglich so lange ruhig liegen, bis sie angeschliffen sind. Ein von mir aufgehobenes Stück zeigte seine Schlifffläche nach Ost, was durchaus nicht mit der Hauptwindrichtung stimmt; wir dürfen also wohl mit Recht die am Fuße des Gotingkliffs häufigen Windschliffgeschiebe als aus der ausgeblasenen Steinsohle in den Sanden stammend auffassen.

Das Material zu obigen Beobachtungen wurde in gütiger Weise von Herrn Landesgeologen Prof. GAGEL geprüft, wofür ich auch hier bestens danke.

## 49. Ein Beitrag zur Kenntnis des Sinai-Carbons.

Von Herrn R. v. KLEBELSBERG.

München, den 19. Juli 1911.

Die folgende Mitteilung hat eine Suite Fossilien zum Gegenstande, die Herr Prof. K. OEBBEKE im Frühjahr 1911 am Sinai sammelte und durch Vermittlung des Herrn Prof.

---

<sup>1)</sup> Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1911.

ROTHPLETZ mir zur Bestimmung übergab. Der Fundort liegt in 746 m Höhe südwestlich des Wadi Umbogmah, d. i. im nordöstlichen Winkel zwischen den Tälern Baba und Shellal, bei etwa 28° 58' n. Br., 33° 20' ö. L. v. G. (vgl. BARRONS Geological map of SW. Sinai). Die Fundschicht ist eine Bank von hartem rötlichbraunem Dolomit, ganz erfüllt mit Organismenresten, insbesondere Crinoidenstielgliedern. Die Fossilien<sup>1)</sup> waren teils oberflächlich herausgewittert, teils ermöglichte ihr durchaus verkieselter Zustand das Herauspräparieren durch Kochen in Salzsäure.

Folgende Formen gestatteten eine nähere Bestimmung und erweisen das carbonische Alter der Dolomitbank.

***Orthis (Rhipidomella) Michelini* L'EVEILLÉ.**

*Terebratulula Michelini*. L'EVEILLÉ: Mém. Soc. Géol. France 1835, Bd. II, S. 39, Taf. II, Fig. 14—17. — *Orthis Michelini* L'Ev. DAVIDSON: Foss. Brach., 1861, S. 132, Taf. XXX; Fig. 6—12. — *Orthis (Rhipidomella* OEHLERT) *Michelini* L'Ev. HALL und CLARKE: Introd. Brach., 1894, Bd. I, S. 139 (271), Taf. 12, Fig. 5, 6.

Der subzirkuläre Umriß, die Flachheit des Gehäuses, die Kürze der Schloßlinie, die starke Annäherung der dorsalen und ventralen Wirbelpartien weisen die vorliegende, ihrem Innern nach allerdings unbekannte Form in die Gruppe der *Orthis Michelini* L'Ev., und zwar ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung mit der typischen *O. Michelini* L'Ev. selbst im Sinne ihrer Beschreibung durch DAVIDSON. Die rundliche flache Form mit ihrer größten Breite näher dem Frontalrand, die sanfte mediane Muldung der Ventralschale und die geringe, bloß an dem schwach eingekrümmten Wirbel etwas stärkere Wölbung, die gleichmäßig sanft gewölbte, in der Mitte häufig auch ganz schwach deprimierte Dorsalschale, deren Schloßfortsatz in der Fissuralöffnung der sehr kurzen Ventralarea steckt, die spitzen, zierlichen, sich fast oder ganz berührenden beiderseitigen Wirbel, die dichte, gleichmäßige Skulptur, die aus feinen radialen, durch Gabelung und Neueinschaltung sich mehrenden Rippchen besteht — kurz, alle die charakteristischen äußeren Merkmale der *Orthis Michelini* kehren bei der in zahlreichen und untereinander spezifisch gleichen, äußerlich gut erhaltenen Exemplaren vorliegenden Form wieder, so daß ihre Identifizierung keinem Zweifel unterliegt. Die Variation

<sup>1)</sup> Dieselben befinden sich in der Paläontologischen Staatssammlung München.

hinsichtlich absoluter Größe, Gestalt und Wölbung beschränkt sich auf ein geringes, lediglich individuelles Ausmaß und wird insoweit ja auch von DAVIDSON angegeben.

*Orthis Michelini* ist das an Individuenzahl dominierende Fossil der vorliegenden Kollektion (ca. 20 Exemplare). Die Spezies gilt als vorwiegend untercarbonisch (Kohlenkalk) und wurde auf Sinai bereits im Jahre 1868 in ähnlichen Kalkbänken im Wadi Nasb gefunden (vgl. BARRON: S. 161).

Angeichts der permischen Altersbestimmung, die ROTH-PLETZ 1893 für ganz ähnliche Einschaltungen im Sinaisandstein des eingangs erwähnten Wadi Shellal gab, sowie der Ergebnisse SCHELLWIENS (1894) über das Alter der jungpaläozoischen Fauna von Wadi Araba, die sich dort in gleichartig situierten Crinoidenbänken des Nubischen Sandsteinkomplexes fand — WALTHER (1890) hatte die Formen als untercarbonisch bestimmt, während sie sich bei der genaueren Überprüfung durch SCHELLWIEN als mehr obercarbonisch herausstellten —, wurde die vorliegende Form insbesondere auch mit obercarbonischen bis permischen Spezies zu vergleichen gesucht. Doch sind die Unterschiede gegenüber solchen entsprechend den typischen *Michelini*-Charakteren augenfällig. So weicht *Rhipidomella uralica* TSCHERNYSCHEW (Obercarb. Ural und Timan, 1902, S. 590, Taf. XXVI, Fig. 11, 12) aus den Coraschichten am Juresan ab durch ihre Globosität und die stark von einander abstehenden Wirbel. TSCHERNYSCHEWs *Schizophorien* (a. a. O., S. 591, 593) differieren außerdem durch das deutliche Vorwiegen der Breitendimension und die längere Area. *Orthis corallina* WAAGEN (Prod. limest., 1887, S. 572, Taf. LVI, Fig. 1), eine permische Form aus der Gruppe der *O. Michelini*, ist nur partiell skulpturiert, größtenteils glatt. Globöse Form und überwiegende Breite, zum Teil auch weitabstehende Wirbel kennzeichnen ferner WAAGENS Formen *O. janiceps* (a. a. O., S. 570, Taf. LVI, Fig. 9), *O. indica* (a. a. O., S. 568, Taf. LVI, Fig. 7, 8, 14—16) und *O. (Enteletes) Derbyi* (a. a. O., S. 565, Taf. LVI, Fig. 2, 5, 6) gegenüber der vorliegenden; die etwas flachere var. *demissa* SCHELLWIEN (Troglkofelsch., 1900, S. 8, Taf. I, Fig. 4—7) von *Enteletes Derbyi* WAAG. ist immerhin noch durch die globöse Dorsalschale genügend charakterisiert.

***Orthis (Schizophoria) resupinata* MARTIN.**

*Conchylolithus anomites resupinatus*. MARTIN: Petrif. Derb., 1809, Taf. XLIX, Fig. 13, 14. — *Orthis resupinata* MART. DAVIDSON: Foss. Brach., 1861, S. 130, Taf. XXX, Fig. 1—5; Taf. XXIX, Fig. 1—6. — *Orthis (Schizophoria KING) resupinata* MART. HALL und CLARKE: Introd. Brach., 1894, Bd. I, S. 140 (272).

Von den viel zahlreicher vorliegenden, als *O. Michelini* L'EV. bestimmten *Orthis*-Formen heben sich bei sonst ähnlicher Beschaffenheit einige wenige durch merklich breitere und globosere Gestalt ab, wie dies für die gleichfalls vorwiegend unter-carbonische *Orthis (Schizophoria) resupinata* MART. charakteristisch ist. DAVIDSON gibt dieser Spezies einen besonders weiten Begriff, indem er auch extrem globose Formen wie Taf. XXIX, Fig. 3—5, zum Teil als Varietäten, hierher stellt. Die vom Sinai vorliegenden Exemplare entsprechen vorzüglich dem Typus DAVIDSON: Taf. XXX, Fig. 1.

Fünf, zum Teil fragmentarische und nicht ganz sicher bestimmbare Exemplare. *O. resupinata* war bisher vom Sinai nicht bekannt.

Dem Vorkommen der beiden *Orthis*-Spezies ist deshalb besonderer Wert beizulegen, weil die Arten der Gattung *Orthis* noch am ehesten ein Auseinanderhalten von Unter- und Ober-carbon gestatten, während in dieser Beziehung der stratigraphische Wert der großen Menge anderer Carbonbrachiopoden, insbesondere der Producten, so scharf man früher nach ihnen die Horizonte trennen zu können glaubte, mit zunehmender Kenntnis immer unsicherer geworden ist.

***Streptorhynchus crenistria* PHILLIPS.**

*Spirifera crenistria*. PHILLIPS: Geol. of Yorkshire 1836, Bd. II, S. 216, Taf. IX, Fig. 6. — *Streptorhynchus crenistria* PHILL. DAVIDSON: Foss. Brach., 1861, S. 124, Taf. XXVI, Fig. 1; Taf. XXVII, Fig. 1—7.

Eine fragmentarisch gut erhaltene Dorsalschale mit flacher medianer Depression und vorzüglich sichtbarem Schloßfortsatz. Außerdem dürfte ein nicht ganz sicher bestimmbarer Rest einer sehr großen Schale mit Area und *Orthis*-artiger Skulptur hierher gehören.

*Streptorhynchus crenistria* wurde für den Sinai (Wadi Nasb, Wadi Meringa), zum Teil unter Fragezeichen, bereits mehrfach angegeben (s. BARRON: S. 161, 171); ebenso auch von WALTHER (S. 435) für Wadi Araba, welche Bestimmung jedoch SCHELLWIEN später (1894, S. 71) in *Derbyia* aff. *senilis* PHILL. umänderte.

***Productus costatus* SOWERBY.**

*Producta costata*. SOWERBY: Min. Conch., 1827, Taf. 560, Fig. 1. —  
*Productus costatus* SOW. DAVIDSON: Foss. Brach., 1861, S. 152,  
 Taf. XXXII, Fig. 2—9.

Es liegt die Hälfte einer Ventralschale vor, die nach Form und Skulptur genau dem Typus von *P. costatus* SOW. entspricht, den DAVIDSON auf Taf. XXXII, Fig. 7 u. 9 darstellt. Der vollwertigen, d. h. auch faunistisch-stratigraphischen Identifizierung des vorliegenden Stückes mit jener Kohlenkalkform setzt jedoch der Umstand Schwierigkeiten entgegen, daß die Verschiedenheiten zwischen *P. costatus* und einer Anzahl aus jüngeren Schichten beschriebener Spezies äußerst vage sind, und man bei Funden aus einer Schicht, deren Alter unbekannt ist, in die Verlegenheit kommt, eine Form verschieden bestimmen zu können. Gerade die *Producten*, und unter diesen wieder die Gruppe des *P. costatus* sind ein Beispiel für die geringe stratigraphische Kompetenz vieler jungpaläozoischer Brachiopoden. Es ist im gegebenen Falle nicht möglich, eine sichere Unterscheidung zwischen *P. costatus* SOW. und dem *P. subcostatus* WAAGENS aus dem *Productus limestone* der Salt Range (1887, S. 685) zu treffen. WAAGEN bemüht sich zwar, hinlängliche Differenzen zwischen beiden Spezies zu fixieren; es gelingt ihm dies wohl für die mit groben Flügelwülsten versehenen Individuen DAVIDSONS (Fig. 2—4), die er als den Typus der Art *P. costatus* betrachtet, nicht aber — man vergleiche die Abbildungen — für die anderen von DAVIDSON zu *P. costatus* bzw. *muricatus* gestellten Exemplare; denn die Angabe, daß bei *P. subcostatus* die retikulierte Partie 7 mm weiter über den Wirbel hinausreiche als bei *P. costatus*, und der Umstand, daß die beschriebenen *Subcostati* im allgemeinen etwas robuster sind als der zweite Typus von *P. costatus*, liefern kaum genügende Differenzen zur systematischen Trennung, wenn schon deswegen noch nicht behauptet werden soll, daß die permische und die carbonische Form auch entwicklungsgeschichtlich identisch wären. Auch obercarbonische Formen, die TSCHERNYSCHEW (Ural und Timan, 1902) beschreibt, kommen sehr nahe, z. B. *P. inflatus* CHESN., *P. transversalis* TSCHERN.

Eine *P. costatus*-artige Form erscheint bisher vom Sinai nicht angegeben. Von Wadi Araba beschreiben WALTHER (S. 322) und SCHELLWIEN (S. 70) *P. semireticulatus* MART.



***Productus scabriculus* MARTIN.**

*Anomites scabriculus*. MARTIN: Petrif. Derb., 1809, S. 8, Taf. XXXVI, Fig. 5. — *Productus scabriculus* MART. DAVIDSON: Foss. Brach., 1861, S. 169, Taf. XLII, Fig. 5—8.

Es liegt zwar nur ein kleines Bruchstück aus der mittleren Partie einer Ventralschale vor; doch läßt bei seiner Breite die charakteristische Skulptur keine andere Deutung zu, als daß es sich um den Rest eines *P. scabriculus* handle.

Ein „*Productus ? scabriculus*“ wird in BARRON (S. 171) aus Wadi Nasb angegeben; *Productus pustulosus* PHILL. fand HULL im Wadi Nasb.

***Spirifer* spec. ind. aus der Gruppe des *Sp. convolutus* PHILLIPS.**

Vgl. *Spirifera convoluta* PHILL. DAVIDSON: Foss. Brach., 1858, S. 35, Taf. V, Fig. 2—15.

Ein nicht näher bestimmbares Bruchstück aus einer seitlichen Schalenpartie. *Spirifer convolutus* PHILL. wurde bereits aus Wadi Nasb bekannt (s. BARRON: S. 171), ferner durch SCHELLWIEN (S. 72) für Wadi Araba nachgewiesen.

***Spirifer* spec. ind. aus der Gruppe des *Sp. cuspidatus* MARTIN.**

Vgl. *Spirifera cuspidata* MART. DAVIDSON: Foss. Brach., 1858, S. 44, Taf. VIII, Fig. 19—24.

Zwei nicht näher bestimmbare Bruchstücke aus den mittleren Partien der Dorsalschale, die das breite, glatte, erhabene Mittelfeld und die stark auswärts gebogenen Rippen zeigen.

***Zaphrentis* spec. aff. *Beyrichi* ROTHPLETZ.**

Vgl. CARRUTHERS: Revis. of carb. Corals. Geol. Mag. 1908. — ROTHPLETZ: Permform. auf Timor 1892, S. 69.

Zwei mangelhaft erhaltene Exemplare, deren spezifische Stellung sich ebenso wie die jener in BARRON (S. 171) für Wadi Meringa und Wadi Baba angegebenen Formen am besten mit *Zaphrentis Beyrichi* ROTHPLETZ vergleichen läßt. Außer letzterer gibt BARRON (S. 171) auch eine „*Zaphrentis allied to Guerangeri* E. & H.“ für Wadi Meringa an.

***Syringopora* spec. aff. *ramulosa* GOLDFUSS.**

Es liegen mehrere Handstücke vor mit teils ganzen Stöcken, teils geringeren Resten von Röhrensystemen der Gattung *Syringopora*.

*pora*, und zwar vom äußeren Habitus der *S. ramulosa* GOLDF. Bei der Unkenntnis sicherer postcarbonischer Vorkommen von *Syringopora* (vgl. FRECH: Leth. pal. I, 2; eine ?-permische Form, S. 515) bildet schon die generische Stellung einen Hinweis auf das Alter der Fundschicht.

*Syringopora ramulosa* ist vom Sinai bereits durch HULL (Wadi Nasb) bekannt geworden und wurde („*S. like ramulosa*“) auch im Wadi Meringa und Wadi Baba (BARRON: S. 171) gefunden.

cf. *Psephodus* spec.

Ein Fischzahn von rhombischem, jedoch nicht mehr ganz intaktem Umriß, mit gewölbter und feinpunktierter Oberfläche, aus vertikal dazu gestellten Fasern aufgebaut.

Die Faunula von Wadi Umbogmah besitzt somit nach der Mehrzahl der einzelnen Spezies und der ganzen Formengruppierung ausgesprochen carbonischen Charakter. Eine nähere Altersbestimmung läßt das vorhandene Material zwar nicht sicher zu, nachdem die heutigen Kenntnisse über die vertikale Verbreitung der Carbonbrachiopoden für viele Formen nicht mehr jene stratigraphische Spezifizierung gelten lassen, die man für sie früher annahm. Immerhin aber läßt sich der vorwiegend untercarbonische Anstrich der Fauna, namentlich der beiden *Orthis*-Spezies, nicht verkennen. Damit stimmt die Bewertung früherer Funde jungpaläozoischer Fossilien auf Sinai überein, indem dieselben fast durchweg als Kohlenkalkformen angesprochen wurden. Eine Ausnahme machen nur ROTHPLETZ' Angaben permischer Korallen und Brachiopoden aus dem Wadi Shellal. Da diese Lokalität im Verhältnis zu Wadi Umbogmah die nächstliegende der übrigen Fundstätten jungpaläozoischer Fossilien auf Sinai ist und die paar Formen aus einer ganz ähnlich situierten dolomitischen Kalkbank stammen wie die vorliegenden, erschien es von Interesse, sie zum Vergleiche vorzunehmen, was im Einverständnis mit Herrn Prof. ROTHPLETZ geschah. Nachdem der *Stenopora* und *Hexagonella* wohl kaum ein großer stratigraphischer Wert beizumessen ist, kommt dabei im wesentlichen die als

*Spirifer Tasmanni* MORRIS (STRZELECKI)

angeführte Form in Betracht. Es handelt sich um den Rest einer großen Ventralschale mit breiter, fein längs- und quergestreifter Area, mäßig eingebogenem Wirbel und ungleich-

starken Rippen, die sich seitlich eines medianen, gleichartig gerippten Sinus anreihen, durch schwächere laterale Vertiefungen zu Rippenbündeln gruppiert. Die Form gehört zweifellos zur großen Gruppe *Sp. striatus-cameratus*. Nun ist es aber schon sehr schwierig, *Sp. striatus* MART. und *Sp. cameratus* MORTON spezifisch auseinanderzuhalten. In der DAVIDSONschen (Foss. Brach., 1858, S. 19) Fassung schließt *Sp. striatus* auch Formen mit Rippenbündeln ein, und schon GEINITZ (Carb. u. Dyas in Nebraska, 1866, S. 44) hob hervor, daß der auf amerikanischem Boden kreierte *Sp. cameratus* nichts anderes als ein solcher bündelrippiger *striatus* ist. Dabei hatte DAVIDSON sicherlich recht, wenn er gebündelte und ungebündelte Rippung in diesem Falle lediglich als Variationen betrachtete, da sich zwischen beiden Charakteren alle Übergänge finden. Noch weniger aber lassen sich einige andere von der Kollektivtype abgetrennte Formen nach bestimmten Gesichtspunkten auch wirklich davon sondern und wiedererkennen; dahin gehört auch der *Spirifer Tasmanni* MORRIS (STRZELECKI) aus dem Perm von Vandiemensland, dessen Spezialität mehr regional als systematisch und vertikal ist. Mangels sicher fixierbarer Differenzen dürfte es allgemein am besten sein, an der DAVIDSONschen Kollektivtype *Sp. striatus* MART. festzuhalten und dieser eine unbeschränkte carbonisch-permische Vertikalverbreitung zuzusprechen. Jedenfalls aber läßt das Exemplar von Wadi Shellal keine andere verläßliche Bestimmung zu als eine solche, und es kann demnach nicht mehr als bezeichnend für permisches Alter genommen werden. Hierzu paßt, daß *Sp. striatus* MART. und eben auch die gebündelt berippte var. *attenuatus* SOW. vom Sinai (Wadi Meringa) bereits bekannt sind (vgl. BARRON: S. 171) und daß sich unter dem ROTHPLETZschen Material aus Wadi Shellal außerdem an Brachiopoden eine

*Orthis* cf. *resupinata* MART.

und ein

*Streptorhynchus* cf. *crenistria* Phillips

fand.

Die versteinerungsführende Kalkbank im Wadi Shellal steht demnach wie hinsichtlich petrographischer Beschaffenheit und stratigraphischer Lage, so auch faunistisch im Einklang mit den übrigen vom Sinai bekannten carbonischen Fossilfundsichten. Es schließen sich die Funde im Wadi Umbogmah und Wadi Shellal mit den übrigen zum sicheren Nachweis eines im nördlichen Südwest-Sinai (vgl. BARRONS Karte) weit

verbreiteten und einheitlich über den roten Liegendesandsteinen ausgebildeten fossilführenden, dolomitisch-kalkigen Carbon- (wahrscheinlich Untercarbon-)Horizontes.

Die ersten einschlägigen Funde (1868 Wadi Nasb) teilte BAUERMAN (1869) mit, WILSON und HOLLAND (in WILSON und PALMER 1869) gaben davon folgende Fossilliste:

*Orthis Michelini* L'EV.,  
*Streptorhynchus crenistria* PHILL.,  
*Spirifer*,  
*Murchisonia*,  
*Eulima*,  
*Rhodocrinus* und *Poteriocrinus*,  
*Lepidodendron Mosaicum* SALTER (s. Qu. J. 1868, S. 509),  
*Sigillaria* sp. (Wadi Mokateb).

An derselben Lokalität fand (1883) HULL nachstehende weitere Formen:

*Syringopora ramulosa* GOLDF.,  
*Zaphrentis*,  
*Fenestella* (*plebea*?),  
*Productus pustulosus* PHILL.,  
- *aff. longispinus* SOW.

Endlich erscheinen noch in BARRON (S. 171) nach Bestimmungen von NEWTON angeführt:

Für Wadi Nasb:

*Spirifer convolutus* PHILL.,  
- *trigonalis* MART.? var. *crassus*,  
*Productus? scabriculus* MARTIN.

Für Wadi Meringa:

*Spirifer striatus* MARTIN,  
- - var. *attenuatus* SOW.,  
*Reticularia lineata* MARTIN,  
*Orthotetes? crenistria* PHILL.  
*Stenopora* sp.  
*Zaphrentis* like *Beyrichi* ROTHPL.,  
- allied to *Guerangeri* E. & H.  
*Syringopora* like *ramulosa* GOLDF.

Für Wadi Baba:

*Stenopora* sp.,  
*Zaphrentis* sp. like *Beyrichi* ROTHPL.,  
*Syringopora* like *ramulosa* GOLDF.

Für Gebel Abu Alaga:

*Lepidodendron Mosaicum* SALTER.

Wie sich zu dieser Carbonvertretung auf Sinai die nach petrographischer Ausbildung und stratigraphischer Lage sehr wohl vergleichbare und von WALTHER u. A. auch wirklich parallelisierte Crinoidenbank im Verbande des Nubischen Sandsteinkomplexes in Wadi Araba stellt, bleibt vorderhand noch fraglich, nachdem SCHELLWIEN für dieselbe ebensosehr ein mehr obercarbonisches Alter wahrscheinlich machte, als für die Sinaifunde eher ein untercarbonisches anzunehmen ist. Diese Frage wird auch nur im Rahmen jener größeren zu lösen sein, die das Verhältnis zwischen Nubischem und Sinai-Sandstein überhaupt betrifft. —

Zum Schlusse sage ich den Herren Professoren Dr. BROILI, ROTHPLETZ und STROMER VON REICHENBACH am Paläontologischen Institut der Universität München Dank für mannigfache freundlichst gewährte Auskünfte, ebenso Herrn Dr. P. GRÖBER für seine mir wertvolle Meinungsäußerung.

#### Literatur.

- BARRON: The Topography and Geology of the Peninsula of Sinai (Western Portion). Survey Department Egypt. Cairo 1907.
- BAUERMAN: Note on a geological reconnaissance made in Arabia Petraea in the Spring of 1868. Quart. Journ. Geol. Soc. 1869, 25, S. 17.
- HULL: The Survey of Western Palestine. Memoirs on the Physical Geology and Geographie of Arabia Petraea, Palestine and adjoining Districts. Dublin 1886.
- ROTHPLETZ: Stratigraphisches von der Sinaihalbinsel. N. Jahrb. Min. 1893, I, S. 102.
- SCHELLWIEN: Über eine angebliche Kohlenkalkfauna aus der ägyptisch-arabischen Wüste. Diese Zeitschr. 46, 1894, S. 68.
- SCHWEINFURTH: Sur la découverte d'une faune paléozoïque dans le grès d'Égypte. Bull. de l'Inst. égyptien 1886, II. sér., Nr. 6.
- WALTHER: Über eine Kohlenkalkfauna aus der ägyptisch-arabischen Wüste. Diese Zeitschr. 42, 1890, S. 419.
- WILSON und PALMER: Ordnance Survey of the Peninsula of Sinai 1868—1869. Southampton 1869.

## 50. Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge?

Von Herrn W. KRANZ.

Swinemünde, den 1. Mai 1911.

### V.

#### Südliche Erosionsbasis<sup>1)</sup>.

Am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges ergeben sich folgende höchste Lagen von bisher bekannten altdiluvialen fluviatilen Vorkommen:

Hohemark westl. Homburg v. d. H. . . . .	338 m ü. M. <sup>2)</sup>
Lorsbach-Münster? . . . . .	300 - - - ? <sup>3)</sup>
Leberberg bei Wiesbaden . . . . .	220 - - - <sup>4)</sup>
Finthen . . . . .	190 - - -
Westl. Gonsenheim . . . . .	160 - - - ? <sup>5)</sup>
Ebental oberhalb Rüdesheim? . . . . .	280 - - - ?
Ingelheim . . . . .	200 - - - <sup>6)</sup>
Rochusberg . . . . .	200 m und 225 - - - ?
Trechtingshausen . . . . .	260 - - 290 - - -

Entsprechend liegen hier die höchsten Flußablagerungen der mitteldiluvialen Mosbacher Stufe (Hochterrasse):

Frankfurt . . . . .	nahezu 150 m ü. M. <sup>7)</sup>
Weisenau . . . . .	130 - - - <sup>8)</sup>

<sup>1)</sup> Zur Entwicklungsgeschichte der südlichen Erosionsbasis sind seit Veröffentlichung des IV. Abschnitts dieser Abhandlung (Monatsberichte 1911, S. 238 ff.) weitere Arbeiten erschienen, welche meine bisherigen Ergebnisse im allgemeinen nicht berühren. Erwähnt sei: MORDZIOL: Mainzer Tertiärbecken (BORNTÄGER), 1911. — STEUER, MORDZIOL, OPPENHEIM, FLIEGEL: Diskussion über Mainzer Tertiär. Monatsber. 1911, S. 433—461.

<sup>2)</sup> LEPLA: Bericht 1911, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, 32, I, 1, S. 99.

<sup>3)</sup> Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. LEPLA liegen sie dort höher.

<sup>4)</sup> LEPLA: Bericht 1908, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, II, 3, (1911), S. 444.

<sup>5)</sup> MORDZIOL: Geol. Führer Mainzer Becken I, 1911, S. 116.

<sup>6)</sup> MORDZIOL: a. a. O., S. 124.

<sup>7)</sup> MORDZIOL: a. a. O., S. 75.

<sup>8)</sup> STEUER: Über Tertiär und Diluvium usw. Ber. Niederrhein. Geol. Ver. 1909, S. 36. — Neuere und ältere Aufschlüsse im Rheinhessischen Diluvium. Notizbl. Ver. Erdkunde usw. f. 1909, S. 39.



Xaveristein südwestl. Mainz, bei Zahlbach	122 m ü. M.	<sup>1)</sup>
Budenheim . . . . .	130 - - -	<sup>2)</sup>
Heßler . . . . .	140 - - -	<sup>3)</sup>
Adolfshöhe . . . . .	144 - - -	<sup>4)</sup>
Ingelheim? . . . . .	95 - - -	<sup>5)</sup>
Schierstein . . . . .	165 - - -	<sup>6)</sup>

Hierzu ist zu bemerken: An das Diluvium der Schiefergebirgsstrecke läßt sich dasjenige des Mainzer Beckens noch nicht zweifelsfrei anschließen<sup>7)</sup>. Im Gebirgssattel zwischen Lorsbach und Münster lagert nach KINKELIN<sup>8)</sup> Unterdiluvium bis 300 m ü. M. Die Taunusschotter von Mosbach, welche vielleicht hierher gehören, liegen nach KINKELIN<sup>9)</sup> bei Mosbach 126—130 m über N. N. Da sich aber petrographisch ganz ähnlich aussehende Taunusschotter in einer Kiesgrube bei der HENCKELLSchen Sektfabrik in den mitteldiluvialen Mosbacher Sanden finden, ist das altdiluviale Alter der liegenden Taunusschotter von Mosbach noch unsicher<sup>10)</sup>. Die Sande von Finthen, welche gewöhnlich zum ältesten Rheindiluvium gerechnet werden<sup>11)</sup>, haben wir auf der Rheintalexkursion der Geol. Ver-

<sup>1)</sup> MORDZIOL: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 1, S. 129. Untere Grenze bei 120 m ü. M.

<sup>2)</sup> MORDZIOL: a. a. O., S. 113 f.

<sup>3)</sup> MORDZIOL: a. a. O., S. 75.

<sup>4)</sup> KINKELIN: Die tertiären und diluvialen Bildungen des Untermainlands usw. Abh. Geol. Spezialk. Preußens IX, 4, 1892, S. 251 ff.

<sup>5)</sup> STEUER: a. a. O., S. 38: Flußterrasse, wahrscheinlich Mosbacher Stufe, „die infolge sehr junger tektonischer Verschiebungen in dieses tiefe Niveau gelangt ist“. Spuren von Faltung, Bildung kleiner Gerölle und Verwerfungen. — Nach WAHNSCHAFTE, Bericht über gemeinsame Begehungen usw. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3, S. 497, liegt südlich der Bahn bei Uhlerborn noch eine Kiesgrube, welche der Mosbacher Stufe entspricht, aber nachträglich abgesunken wäre. Wie mir Herr Bergrat Dr. STEUER in dankenswerter Weise mitteilte, liegt diese Kiesgrube auf etwa 90 m ü. N. N.; sie gehöre aber, wie neuere Untersuchungen gezeigt haben, nicht zur Mosbacher Stufe, sondern zur Mittel-Terrasse im Hessischen Sinne; aus dieser Stufe und ihrer Lage bei Uhlerborn würden sich tektonische Verschiebungen kaum nachweisen lassen. — MORDZIOL: a. a. O., S. 126.

<sup>6)</sup> MORDZIOL: a. a. O., S. 156.

<sup>7)</sup> LEPPLA: Diluvium der Mosel. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910 (1911), 31, II, 2, S. 343 ff., 375. — MORDZIOL: Ref. Geol. Rundschau 1911, S. 233 f.

<sup>8)</sup> F. KINKELIN: Vor und während der Diluvialzeit im Rhein-Maingebiet. Ber. Senckenberg. Nat. Ges. Frankfurt a. M. 1895, S. 56.

<sup>9)</sup> KINKELIN: Die tertiären und diluvialen Bildungen usw., S. 251.

<sup>10)</sup> Mitteilung von Herrn Dr. MORDZIOL. — Vgl. auch MORDZIOL: Führer 1911, S. 143 f.

<sup>11)</sup> F. WAHNSCHAFTE: a. a. O., S. 496.

einigung besucht<sup>1)</sup>. In einem schönen Aufschluß östlich Finthen, nahe nördlich vom „Rondell“, steht zu unterst Hydrobienkalk an, einige Grad nach ungefähr Ost einfallend, durch Pressung leicht gestört. Auf der Oberfläche der Kalke war der alte Rheinboden mehrere Quadratmeter breit freigelegt, (durch Strudelbewegung?) löcherig ausgefressen. Darüber lagern die alten Diluvialsande, bis etwas über 190 m über N. N., vielleicht (?) gleichalterig mit der Patersberger Stufe des Mittelrheingebiets. Nahe südwestlich von diesem Steinbruch, an der Straße nach Mainz, liegt eine Grube in den altdiluvialen Sanden, und wenige Schritte weiter westlich noch ein Aufschluß, an dessen Ostseite verhärtete Sande und Sandstein unter das Straßenniveau reichen, während sich an seiner Westseite stark zertrümmerte Kalke finden. Wenige Meter westlich hiervon stehen obere Cerithiensichten an, in höherem absoluten Niveau als der Hydrobienkalk nahe nördlich vom Rondell. Die Sande schieben sich schräg auf die Trümmerkalke. Hier geht also eine ziemlich erhebliche Störung durch, welche augenscheinlich noch die altdiluvialen Sande mitverworfen hat.

Auf dem Rochusberg könnte möglicherweise die Zerteilung der Hauptterrasse in die ältere, obere Patersberger und in die jüngere, untere Loreleyterrasse beginnen. Sie liegen hier nach OESTREICH<sup>2)</sup> etwa von 220—225 und 180—200 m ü. M. Auch auf der Westseite der Nahe sind dort gleichfalls beide Terrassen vorhanden. OESTREICH will sie von hier ins Engtal des Rheins hinein verfolgt haben und glaubt, daß der höhere, ältere Talboden in stärkerem Grade ansteigt als der jüngere. Bei Trechtingshausen liegen nach OESTREICH diluviale Terrassenreste 255—285 m und 240—260 m ü. M.<sup>3)</sup> LEPLA erwähnt dort alte Rheinschotter 280—290 m ü. M. sowie jüngere tiefere Terrassenschotter auf breiten Flächen nordwestlich Trechtingshausen<sup>4)</sup>; in den oberen Schottern kommt

<sup>1)</sup> MORDZIOL: Geol. Rundschau 1910, S. 295 f. — Vgl. auch MORDZIOL: Führer 1911, S. 107 ff., Bild 22—27.

<sup>2)</sup> OESTREICH: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANN'S Mitt. 1909, S. 58 f. und Fig. 1. — Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. LEPLA handelt es sich aber dort nicht um sicheres Diluvium.

<sup>3)</sup> a. a. O., S. 59 f.

<sup>4)</sup> LEPLA: Erläuterungen Geol. Karte Preußens, 111. Blatt Preßberg-Rüdesheim, 1904, S. 49. — FENTEN: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. Verh. Nat. Ver. Rheinl.-Westfalen 65, 1908, S. 170.

nach STEUER Radiolarit vor<sup>1)</sup>). Man könnte daher vielleicht die 280—290 m-Terrasse von Trechtingshausen mit der Patersberger Stufe, die 240—260 m-Terrasse mit der Loreleystufe gleichstellen. Dann wäre die tektonische Verbiegung beider Stufen am Eintritt in das Engtal, wenn sie überhaupt vorhanden ist, doch gleichmäßiger als OESTREICH annimmt: beide wären um 60—65 m gegen Süd abgesunken; indessen teilte mir Herr LEPLA mit, daß Terrassen aus verschiedenen Höhen vorliegen und von einer tektonischen Verbiegung nicht die Rede sein könne<sup>2)</sup>).

Die älteren geologischen und tektonischen Karten kennen fast keine Randbrüche im Rheingau, obwohl das langgestreckte Auftreten vieler Schollenfetzen hätte stutzig machen können. Herrn LEPLA verdanke ich indessen die gütige Mitteilung, daß die Neuaufnahme des Taunusvorlandes von Bingen bis Nauheim eine Reihe von streichenden WSW—ONO gerichteten Abbrüchen des Tertiärs (mindestens nachmiocäne, vielleicht auch nachpliocäne) gegen das Mainzer Becken ergeben hat. Bei Mainz sind Störungen nach Ablagerung des Mosbacher Sandes (Mitteldiluvium), wahrscheinlich auch solche nach Löß bekannt<sup>3)</sup>. Ob sich heute noch das Mainzer Becken gegen das Schiefergebirge verschiebt, darüber stellt die trigonometrische Abteilung des Preußischen Generalstabs auf LEPLAs Wunsch demnächst Messungen an. Nach MORDZIOL läuft ferner ein Zweig der westlichen Hauptrheintalspalte vom Ostrande des Rheinhessischen Plateaus bei Nierstein über das Mündungsgebiet des Mains, Flörsheim, Hofheim, Soden, Oberursel, Homburg v. d. H. in der Richtung nach Nauheim und dann am Ostrande des Schiefergebirges entlang nach Norden (Butzbach, Gießen)<sup>4)</sup>. Das spricht wesentlich für die Horstnatur des Rheinischen Schiefergebirges.

Wenig deutlich sind die tektonischen Bewegungen bei den bis jetzt bekannten mitteldiluvialen Flußablagerungen in nächster Umgebung von Mainz. Westlich von Mainz (Ingelheim?) scheinen tiefere Einbrüche zu liegen, welche jünger wären als die Mosbacher Stufe.

---

<sup>1)</sup> A. STEUER: Über das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. Notizbl. Ver. Erdkunde usw. Darmstadt 1906, S. 27—30. — Vgl. indessen auch O. WILCKENS: Radiolarit im Culm usw. Diese Monatsber. 1908, S. 354 ff.

<sup>2)</sup> Vgl. auch LEPLA: Diluvium der Mosel, 1911, S. 374, Anm. 2.

<sup>3)</sup> Vgl. auch LEPLA: Bericht im Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904 (06), S. 585—590. — Bericht 1908 (11), S. 446.

<sup>4)</sup> MORDZIOL: Führer 1911, S. 4.

F. KINKELIN hat schon 1884<sup>1)</sup> im Gegensatz zu C. KOCH mit einer großen Zahl positiver Tatsachen bewiesen, daß wenigstens vom Mittelmiozän an das Gebiet des Untermaintals unterhalb Frankfurt und des Unterniedtals ein Senkungsgebiet darstellt, daß also die Niveauunterschiede aus dieser Zeit und wohl auch aus früherer nicht Hebungen, sondern Senkungen zuzuschreiben sind. Später ergänzte er diese Auffassung durch weiteres Tatsachenmaterial<sup>2)</sup>. Das Ergebnis seiner bisher unbestrittenen Forschungen hierüber ist kurz folgendes:

Die tertiäre Landschaft östlich des Taunus sank während der mittleren Mitteloligocänzeit und teilweise später in solchem Maße, daß die anfänglich seichte Bucht eine Tiefe von 160 bis 300 m erhielt. Verwürfe von großem Betrage beginnen im Untermaintal etwa zu Ende des Untermiozäns, treten mit größtenteils oberpliocänen Basaltausbrüchen in Zusammenhang und dauern noch in der postpliocänen Zeit fort. In der unteren Wetterau zeigen sich aber auch Senkungen, die erst nach dem Mittelpleistocän begannen und in die jüngste Zeit hinein reichen. Das Senkungsfeld der unteren Wetterau und des Untermaintals senkt sich in 3 Stufen nach dem Rheintal zu, dessen nördliche Fortsetzung es bildet. An der hohen Straße und am Taunus entlang ziehen Sprünge in NNO-Richtung, außerdem finden sich NW—SO-Querbrüche. Morphologisch sind die Querbrüche an der Erdoberfläche nicht zu erkennen, sondern nur geologisch durch das Anstoßen ungleicher Horizonte in der Talebene<sup>3)</sup>. Das Senkungsfeld ging nicht

---

<sup>1)</sup> KINKELIN: Senkungen im Gebiet des Untermaintals unterhalb Frankfurts und des Unterniedtals. Ber. Senckenberg. Nat. Ges. Frankfurt a. M. 1884—1885, S. 235, 240 f., 243 ff., 249 f., 253 ff., 257.

<sup>2)</sup> F. KINKELIN: Zur Geologie der unteren Wetterau und des unteren Maintals. Jahrbücher Nass. Ver. Naturk. 39, 1886, S. 58—63, 65—69. — Eine Episode aus der mittleren Tertiärzeit des Mainzer Beckens. Ber. Senckenberg. Nat. Ges. Frankfurt a. M. 1890, S. 114—117, 121 f., 124. — Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintals, der Wetterau und des Südabhangs des Taunus. Abb. z. Geol. Spezialkarte Preußens IX, 4, 1892, S. 17, 21, 24, 46, 81 f., 92, 116, 119, 131, 147, 163—166, 169—174. — Vor und während der Diluvialzeit im Rhein-Maingebiet. Ber. Senckenberg. Nat. Ges. Frankfurt a. M. 1895, S. 53, 55, 62, 72 f. — Vorgeschichte vom Untergrund und von der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. Verlag ROSENHEIM, Frankfurt a. M., 1909, S. 12—14, 42, 63, 95 f. — Der Industriehafen im Frankfurter Osthafengebiet, 42. Ber. Senckenberg. Nat. Ges. 3, 1911, S. 209.

<sup>3)</sup> Ich möchte diese Tatsache, die jedem Geologen auch aus vielen anderen Gebieten bekannt ist, hervorheben angesichts der Bemerkung von OESTREICH: „Es dämmert die Zeit auf, wo wir imstande sein

als Ganzes in gleichem Tempo in die Tiefe; die Senkungen sind vielmehr um so bedeutender, je südlicher oder näher dem Rheintal sie liegen. Dort, im Gebiet des unteren Oberrheintals, waren die Senkungsbewegungen verhältnismäßig am beträchtlichsten und teilten sich nur allmählich den Feldern im Untermaintal und der Wetterau mit, welche ihrerseits in schiefer, nach Süd geneigter Ebene oder in Teilschollen zerstückelt zu ungleichen Zeiten absanken, wofür KINKELIN mehrere Beispiele anführt. Daß es dabei auch lokal zur Bildung von Aufwölbungen usw. kommen mußte, ist selbstverständlich: Die Verengung des horizontalen Raumes beim Einsinken großer Schollengebiete in Verbindung mit Verkürzung des Erddurchmessers bedingt auch in Senkungsfeldern die Entstehung von Gebirgsdruck, wie er bei den Ton-, Mergel-, Letten-, Schleichsandstein- und Braunkohlenlagern im Frankfurter Hafen, im Hydrobienkalk von Finthen (vgl. oben) und bei Niederingelheim beobachtet wurde<sup>1)</sup>. Andere Stauchungen, Biegungen und Faltungen in Schottern und Letten der Homburger Gegend führt LEPPLA auf Gehängerutschungen zurück und bestreitet ausdrücklich, daß diese Massen durch eine fremde Kraft in die Höhe gehoben seien<sup>2)</sup>.

Am Nordrand des Mainzer Beckens hat KINKELIN<sup>3)</sup> Grabenverwerfungen bei Igstadt und Wiesbaden nachgewiesen und Anhaltspunkte gegeben, daß auch längs des Südrandes des Taunus Randschollen abgesunken sind, indem sich der Zusammenhang mit dem Gebirge löste. Auch hier herrscht südliches Einfallen nach dem Rheintal hin vor, ganz entsprechend der heutigen Höhenlage altdiluvialer Vorkommen (vgl. oben). Aus der Höhendifferenz des Unterdiluviums in der Wiesbadener Gegend errechnet KINKELIN eine junge Senkung von 150 m Tiefe, während die Differenz zwischen den Höhen des Schleichsandes bei Igstadt und Wiesbaden ungefähr 290 m Senkung ergibt. Im übrigen zeigt sich eine tiefere

---

werden, jedes Formenelement nach dem bloßen Anschauen in ein System genetischer Erklärung einzuordnen!“ (K. OESTREICH: Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Handelingen van het XIIde nederlandsche natuuren geneeskundig congres 17. 4. 1909, S. 746—752, Sonderabdruck S. 7.) Eine solche Bevorzugung der Morphologie vor der Geologie ist durch nichts berechtigt.

<sup>1)</sup> KINKELIN: a. a. O. 1892, S. 5f., 41f., 88 ff., 174, Fig. 1 u. 2. — 1909, S. 24, Taf. 7, Fig. 1. — STEUER: Ber. Niederrhein. Geol. Ver. 1909, S. 39.

<sup>2)</sup> LEPPLA: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, 32, I, 1, S. 102—104, Fig. 1 u. 2.

<sup>3)</sup> a. a. O. 1892, S. 163—165, 252.



Lage der Rheingauscholle von durchschnittlich 60 m gegenüber der Igstadt-Flörsheimer Scholle. Störungslinien nennt KINKELIN in diesem Gebiet bei Budenheim sowie zwischen Heidesheim und Wackernheim. Die erstere gibt sich durch das Aneinanderstoßen von Hydrobienkalk und Cyrenenmergel zu erkennen. Über den Kalken liegt in den Steinbrüchen von Budenheim nach STEUER<sup>1)</sup> eine Flußterrasse teils in gleichem Niveau wie die Mosbacher Sande, teils etwa 10 m tiefer herabgehend (ältere Hochterrasse?). Wie mir Herr Dr. MORDZIOL freundlichst mitteilte, streicht dort zwischen einer älteren Diluvialterrasse und einer nördlich davon liegenden, im Alter nicht sicher festgestellten, niedriger liegenden Terrassenstufe eine junge Störung ungefähr parallel dem Rheintal durch, nachweisbar durch ungleiche absolute Höhenlage von Hydrobienkalken<sup>2)</sup>.

Bei Homburg v. d. H. fand LEPPLA Anhaltspunkte für alte Hebungslinien, die augenscheinlich mit der alten Faltung des Schiefergebirges in Zusammenhang stehen, und für junge, tertiäre bis diluviale Senkungen. An einer jungen, SW—NO gerichteten Bruchlinie brachen oligocäne und miocäne Schichten dort nieder, mit mehr als 245 m Sprunghöhe. Sehr jugendliche diluviale Senkungen sind südlich Homburg erkennbar<sup>3)</sup>.

Weitere Störungen sehr jungen Alters sind im Mainzer Becken und in seiner südlichen Fortsetzung, dem Oberrheingraben, seit längerer Zeit bekannt und neuerdings in größerer Zahl nachgewiesen. Bei Biebrich am Heßler<sup>4)</sup> befindet sich ein berühmtes Musterbeispiel für eine Grabenversenkung, welche jünger ist als die Mosbacher Stufe (Mitteldiluvium), nach Mitteilung von Herrn Prof. LEPPLA sogar jünger als der Löß. Allerdings sind die Ansichten geteilt, ob es sich hier um eine rein tektonische Störung handelt; ich halte auch für denkbar, daß der Salzbach ein Widerlager am unteren Ende dieser Scholle wegerodierte, so daß der Schollenkeil auf unterwaschenen, schlüpfrigen Bruchwänden abrutschte, ohne daß diese tektonischer Natur zu sein brauchen. Auch bei Zahlbach finden sich

---

<sup>1)</sup> Über Tertiär und Diluvium usw. Ber. Niederrhein. Geol. Ver. 1909, S. 37. — Vgl. auch MORDZIOL: Führer 1911, S. 114 f.

<sup>2)</sup> Auch in der Tektonischen Karte (Schollenkarte) Südwestdeutschlands, Bl. III, Metz, eingezeichnet (REGELMANN).

<sup>3)</sup> LEPPLA: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, S. 92 bis 108.

<sup>4)</sup> F. KINKELIN und O. BOETTGER: Exkursionsbericht. Diese Zeitschr. 1900, S. 81 ff. — WAHNSCHAFTE: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 494. — MORDZIOL: Führer 1911, S. 143.



in pliocänen Quarzkiesen kleine Verwerfungen, welche nach WAHNSCHAFTE keine tektonische Erklärung verlangen; dagegen tritt hier an einer größeren Verwerfung Corbiculakalk zutage<sup>1)</sup>. STEUER<sup>2)</sup> hat bei Oppenheim junge Verwerfungen nachgewiesen, an welchen Rheinsande und Kiese, jünger als die Mosbacher Stufe, staffelförmig abgesenkt wurden. Entsprechende junge Verschiebungen lassen sich aus den heutigen Höhenlagen alter Schotter im Nahegebiet schließen<sup>3)</sup>. Westlich Gonsenheim sind altdiluviale (?) Sande und Gerölle durch junge tektonische Vorgänge an einer Verwerfung eingesunken<sup>4)</sup>. Bei Mainz selbst liegt zwischen den Steilabhängen der mitteldiluvialen Hochterrassen links und rechts der Niederterrassen-Rheinebene eine sehr junge Grabenverwerfung, durch abgesunkene Hydrobienkalke nachgewiesen<sup>5)</sup>. Die dem heutigen Rheinlauf entgegengesetzte Richtung des stärksten Gefälles im Rheingau läßt nach LEPLA schließen, daß in der jüngeren Diluvialzeit der tiefste Punkt ihrer Mündung rheinaufwärts, etwa bei Mainz, lag, und daß hier bis zur Gegenwart Senkungen stattfanden<sup>6)</sup>. Entsprechende Absenkungen stellte KLEMM fest<sup>7)</sup>.

Nach STEUER<sup>8)</sup> fanden während der Diluvialzeit im Gebiet etwa zwischen Oppenheim, Kreuznach, Bingen und Mainz beträchtliche tektonische Bewegungen statt, die sich bis in die jüngste Zeit fortgesetzt haben, wahrscheinlich auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Dabei ist eine relative, staffelförmige Absenkung der tertiären Unterlage vor sich gegangen, derart, daß die Schollen am Rhein, besonders in der Nähe von Mainz, am tiefsten zu liegen gekommen sind. Zu ähnlichen Ergebnissen kamen WAHNSCHAFTE<sup>9)</sup> und MORDZIOL<sup>10)</sup>.

<sup>1)</sup> WAHNSCHAFTE: a. a. O., S. 496.

<sup>2)</sup> A. STEUER: Bodenwasser und Diluvialablagerungen im hessischen Ried. Notizbl. Ver. Erdk. usw. Darmstadt 1907, IV, 28, S. 88 ff. usw. — STOLTZ: Geologische Bilder a. d. Großh. Hessen, Beil. Jahresber. Gr. Ludw.-Georgsgymnasiums usw. Darmstadt 1909, S. 9, Taf.

<sup>3)</sup> STOLTZ: a. a. O., S. 37.

<sup>4)</sup> MORDZIOL: Führer, S. 116.

<sup>5)</sup> Mitteilung von Herrn Dr. MORDZIOL. Vgl. auch MORDZIOL: Führer, S. 5, und STOLTZ: a. a. O., S. 31—33.

<sup>6)</sup> LEPLA: Bericht 1908, a. a. O., S. 446 f.

<sup>7)</sup> KLEMM: Geol. Rundschau 1911, S. 443.

<sup>8)</sup> Über Tertiär und Diluvium. 1909, S. 24, 28. — Neuere und Ältere Aufschlüsse im rheinhessischen Diluvium. Notizbl. Ver. Erdk. usw. Darmstadt, IV, 30, 1909, S. 31, 32, 35.

<sup>9)</sup> Bericht gemeins. Begeh. usw. 1907, S. 495 f.

<sup>10)</sup> MORDZIOL: Führer 1911, S. 70.

Nach alledem steht fest: Im Mainzer Becken sind Senkungen von hohem Betrage nachgewiesen, teilweise sehr jungen Alters, und während der Zeit nach dem Unterdiluvium bis etwa 150 m Tiefe. Das Mainzer Becken war im ganzen Diluvium ein Gebiet großer Bodenunruhe, und die jüngste Entstehung des Rheintals ist hier keinesfalls bloß auf Erosion, sondern größenteils auf tektonische Absenkungen zurückzuführen. Einzelnachweise von größerer Hebung sind im Mainzer Becken bisher nicht erbracht<sup>1)</sup>. Lauter Tatsachen, welche den Voraussetzungen für die Annahme von Hebung geradezu widersprechen. (Vgl. Schluß des Abschnitts III dieser Arbeit, Monatsber. 1911, S. 237 f.)

Das Mainzer Becken ist ein organischer Bestandteil des Oberrheingrabens; dieser zeigt daher ganz entsprechende Verhältnisse. Daß er im allgemeinen durch Senkungen gebildet wurde, bestreitet niemand. Der Auffassung, daß Hebung diesen Senkungen vorausgegangen war, bin ich bereits mehrfach mit Gründen entgegengetreten<sup>2)</sup>. Weder vorhergegangene noch nachfolgende Hebungen sind zur Erklärung der Tektonik des Oberrheingrabens und seiner Umgebung erforderlich. Auch die Ansichten zur Erklärung einer absoluten Heraushebung der Seitenhorste des Grabens<sup>3)</sup> sind nach dem jetzigen Stande der Forschung unhaltbar.

Die Senkungen im Oberrheingraben sind ungleichmäßig erfolgt. Im Eocän, vielleicht schon in der Kreide<sup>4)</sup>, entstanden nur einzelne Mulden, z. B. bei Pfalzburg im Unterelsaß, und an der Schweizer Grenze. Ein langgestrecktes Meer verband erst im Mitteloligocän den ganzen Graben, das Unter-

---

<sup>1)</sup> Ein etwaiges Ansteigen der altdiluvialen Flußablagerungen z. B. vom Rochusberg gegen Trechtingshausen wäre kein Beweis für absolute Hebung; es ließe sich viel natürlicher auf Senkung nach dem Becken hin zurückführen.

<sup>2)</sup> KRANZ: Ein Vorkommen usw. Hebungen oder Senkungen in Massengebirgen. Zentralbl. f. Min. usw. 1907, S. 494—498. — Bemerkungen usw. Zentralbl. f. Min. usw. 1908, S. 651—658. — Über Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen. Zentralbl. f. Min. usw. 1911, S. 264 ff., 352 ff.

<sup>3)</sup> I. WALTHER: Vorschule der Geol. 1910, S. 145; Lehrbuch der Geol. v. Deutschland. 1910, S. 24 usw. — SALOMON: Über die Stellung der Rheintalspalten des Erbacher und des Rheintalgrabens. Diese Zeitschr., 1903, S. 410, Fig. 2.

<sup>4)</sup> VAN WERVEKE: Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. Vers. Niederrhein. Geol. Ver. 1910, S. 32; Tiefbohrungen, Mitt. Philomat. Ges. Els.-Lothr. IV, 3, 18, 1910, S. 328.

maingebiet und die Wetterau mit dem norddeutschen Marin. Sehr bald zog aber das Meer in andere Gebiete ab — m. E. durch Sinken des Wasserspiegels —, es bildeten sich wieder einzelne brackische, allmählich aussüßende Senken, z. B. im Sundgau und im Mainzer Becken, von recht verschiedener Dauer und Ausbildung im einzelnen. Erst seit dem Altdiluvium ist nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung ein Oberrheintal im rezenten Sinne vorhanden, da erst seit dieser Zeit der Oberlauf des antezedenten Mittelrheins nachweisbar das ganze Oberrheintal durchströmt hat.

Man darf die mitteloligocäne Meereshöhe nicht nach der gegenwärtigen mittleren Höhenlage der marinen Vorkommen an den Rändern dieses ganzen Senkungsgebietes bestimmen<sup>1)</sup>. Selbst die höchsten Vorkommen<sup>2)</sup> dort sind wahrscheinlich noch nachträglich abgesunken, da sie sich heute in tieferer absoluter Lage befinden, als das jüngere, mittelmioäne Marin der Alb oder das Oligocän am Erzgebirge. Und der Nachweis starker Verwerfungen an den mitteloligocänen Küstenkonglomeraten des Strangenbergs bei Rufach<sup>3)</sup> hat mich gelehrt, daß hier tatsächlich das Tertiär tief abgesunken ist. Die Störungen der mitteloligocänen Meeressande im Mainzer Becken betragen bis zu 800 m Höhenunterschied<sup>4)</sup>.

Noch weniger ist die heutige Höhe der Scharfen in den Randhorsten des Oberrheingrabens ein Beweis gegen die hohe Lage der tertiären See- und Meeresbecken<sup>5)</sup>. Denn diese Scharfen (Burgundische Pforte, Zaberner Steige usw.) sind entweder selbst Senkungsgebiete, oder sie waren in jenen alten Zeiten noch von mächtigen mesozoischen Ablagerungen bedeckt und erheblich höher als gegenwärtig. Auch war meist die Verbindung zwischen den einzelnen Tertiärbecken

<sup>1)</sup> KINKELIN: Eine Episode aus der mittleren Tertiärzeit des Mainzer Beckens. Ber. Senckenberg. Nat. Ges. 1890, S. 169.

<sup>2)</sup> z. B. marines mitteloligocänes Konglomerat auf dem Schönberg bei Freiburg in 646 m ü. NN., nach KINKELIN a. a. O.

<sup>3)</sup> W. KRANZ: Geologie des Strangenbergs bei Rufach. N. Jahrb. f. Min. usw. 1908, Beil. Bd. XXVI, S. 65 ff., Taf. 9, 10.

<sup>4)</sup> LEPSIUS: Geol. v. Deutschl. I, 1892, S. 604.

<sup>5)</sup> OESTREICH: Die Oberfläche des Rheinisch. Schiefergebirges. Handelingen usw. 1909, S. 3. Nicht das Profil Franzosenkopf (610 m) — Jägerhorn (538 m) ist maßgebend für eine etwaige pliocäne See-Stauhöhe, sondern lediglich die tatsächliche Höhe pliocäner Sedimente dort. Damit würde sich der Einwand OESTREICHs schon zahlenmäßig erledigen. Auch im Gebiet der Maas, Mosel und Lahn können in diesen entlegenen Zeiten ganz andere geographische Verhältnisse geherrscht haben, worauf ja schon die merkwürdige Verbreitung der Vallendarer Stufe hinweist.

im Grabengebiet unterbrochen, so daß Barren quer zur Achse des Oberrheingrabens ein Abfließen über weitentfernte Scharten verhindert haben müßten. Diese Barren sind offenbar zu ungleichen Zeiten in ungleichem Maße zur Tiefe gebrochen, und eine für die heutige Morphologie besonders wichtige Einbruchperiode scheint zu Beginn des Altdiluviums eingesetzt zu haben, als der Rhein (anscheinend zum ersten Male) das ganze Oberrheingebiet durchfloß<sup>1)</sup> (soweit sich das heute übersehen läßt).

Als ich auf Grund eingehender Aufnahmen am Strangenberg diluviale Verwerfungen vermutete<sup>2)</sup>, ohne Kenntnis der Tragweite solcher Beobachtungen, riet die Direktion der Geologischen Landesuntersuchung (Straßburg) zur Vorsicht<sup>3)</sup>. Seitdem haben sich die Anzeichen für junge tektonische Störungen und Einbrüche im Oberrheingraben gemehrt. FREUDENBERG<sup>4)</sup> wies an der Bergstraße bei Weinheim eine Verwerfung nach, älter als jüngerer Löß und jünger als Mittelterrasse; der Betrag der Absenkung übersteigt 50 m. SCHOTTLER<sup>5)</sup> nennt Spalten in den Sanden von Großsachsen, ein staffelförmiges Absinken des Weschnitzkieses mit Schlickschichten um etwa 2 m an zwei parallelen Spalten in der Schulstraße zu Weinheim a. d. B. W. SPITZ<sup>6)</sup> fand jung-diluviale Erdbebenspalten im Neckarschuttkegel bei Heidelberg. Stromschnellen der Flüsse an ihrer Mündung in die Rheinebene, wie z. B. im Neckar bei Heidelberg, deuten auf rezente Bewegungen hin<sup>7)</sup>. Für das südliche Oberrheingebiet haben GUTZWILLER, MÜHLBERG, TSCHUDI,

<sup>1)</sup> Nach H. L. KRAUSE: Naturw. Wochenschr. 1911, S. 791, wäre dies in der Mindel-Eiszeit eingetreten.

<sup>2)</sup> KRANZ: Strangenberg, a. a. O. S. 49, 52, 62 f.

<sup>3)</sup> KRANZ: Erwiderung an Herrn REGELMANN. Zentralbl. f. Min. usw. 1911, S. 28 f. — Ältere Literatur über ganz junge Verwerfungen im Oberrheingebiet vgl. REGELMANN, Erläuterung zur 8. Aufl. d. geol. Übersichtskarte v. Württemberg usw. 1911, S. 32, Anm. 2.

<sup>4)</sup> W. FREUDENBERG: Eine diluviale Reintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße. Ber. Oberrhein. Geol. Ver. 33, 1905, S. 25. — Parallelausflug ins Quartär von Weinheim a. d. B. Ebenda 1909, S. 37 f. — Die Rheintalspalten bei Weinheim usw. Zentralbl. f. Min. usw. 1906, S. 667.

<sup>5)</sup> SCHOTTLER: Erl. z. geol. Karte Großherz. Hessen; Bl. Viernheim, 1906, S. 39, zitiert bei K. STOLTZ: Geologische Bilder a. d. Großh. Hessen, IV. Beil. Jahresber. Gr. Ludw. Georgs-Gymnas. usw. Darmstadt 1909, S. 8.

<sup>6)</sup> W. SPITZ: Verh. Nat.-Med. Ver. Heidelberg, N. F. 9, 2/3. 1908, S. 632 ff.

<sup>7)</sup> THÜRACH: 2. Aufl., Erläut. Bl. Heidelberg bad. geol. Spezialkarte 1909, S. 75. — SALOMON: Ber. Oberrhein. geol. Ver. 1909, 42, S. 9.

PENCK, BRÜCKNER und STEINMANN nachgewiesen, daß eine Hauptabsenkungsperiode ins Diluvium fällt<sup>1)</sup>. Diese jungen tektonischen Vorgänge haben bisher eine Übereinstimmung in den diluvialen Forschungen des Oberrheingebiets verhindert<sup>2)</sup>.

Was daher VAN WERVEKE schon vor längeren Jahren als Vermutung aussprach<sup>3)</sup>, nachträgliche Verschiebungen der Ablagerungen des Oberrheingebiets auch in der Diluvialzeit, darf heute als sichergestellte Tatsache gelten<sup>4)</sup>; nur haben m. E. Hebungen in diesem ausgesprochenen Senkungsgebiet keinen Anteil an der Tektonik. Daß hier tatsächlich absolute Senkungen von hohem Betrag vorhanden sind, beweist z. B. das Bohrloch der Wergerschen Brauerei in Worms, wo in ungefähr 110 m Tiefe unter N.N. die Unterlage des Diluviums nicht erreicht wurde<sup>5)</sup>. Auch zwischen Darmstadt und Nierstein und bei Mannheim reichen Unter- und z. T. Mitteldiluvium unter den heutigen Meeresspiegel hinab<sup>6)</sup>. Es ist bezeichnend, daß unweit nördlich dieser Gegend, bei Groß-Gerau, ein lebhafter rezenter Erdbebenherd liegt<sup>7)</sup>.

Für den Oberrheingraben als Ganzes gilt also das gleiche wie für sein nördlichstes Teilgebiet, das Mainzer Becken: Er ist ein Senkungsfeld von tertiärer und sehr jugendlicher Entstehung. Einzelnachweise für absolute Senkungen von hohem Betrage sind erbracht, für absolute Hebungen fehlen sie. Was nach der heutigen Lehrmeinung vielfach als „Hebung“ bezeichnet wird, erklärt sich auch dort natürlich durch Senkung benachbarter Schollen in Verbindung mit

<sup>1)</sup> Zusammengestellt von E. BLÖSCH: Zur Tektonik des Schweizerischen Tafeljura. N. Jahrb. f. Min. usw. 1910, Beil. Bd. XXIX, S. 641—644. Die Altersgleichstellung mit den Ereignissen am Mittelrhein ist noch unsicher.

<sup>2)</sup> LEPLA: Diluvium der Mosel, S. 345 f.

<sup>3)</sup> VAN WERVEKE: Die Entstehung des Rheintals. Mitt. Philom. Ges. Els.-Lothr. I. Jahrg., 5, Nachdruck in den Auf-ätzen f. d. Teilnehmer 38. Vers. Deutsch-Anthropol. Ges. Straßb. 1907, S. 17. — Vgl. auch Mitt. Phil. Ges. 1910/11, S. 234.

<sup>4)</sup> Vgl. auch STEUER: Notizbl. Ver. Erdk. usw. Darmstadt IV, 1909, S. 28. — BLÖSCH: a. a. O. — E. SCHEU: Naturw. Wochenschr. 1911, S. 631. — MORDZIOL: Führer 1911, S. 3.

<sup>5)</sup> STOLTZ: a. a. O., S. 9.

<sup>6)</sup> LEPSIUS: Geol. von Deutschland, I. 1887—92. Profil 127, S. 641. — MORDZIOL: Führer, S. 2. — RUSKA: Geol. Streifzüge in Heidelberg Umgebung, 1908, S. 198.

<sup>7)</sup> REGELMANN: Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Jahresh. Nat. Württ. 1907, S. 128 ff.

langsamem Sinken des Meeresspiegels seit uralten Zeiten<sup>1)</sup>.

Ich darf daher mit guten Gründen annehmen, daß sich ein wichtiger und für die heutige Morphologie geradezu ausschlaggebender Abschnitt im Einbruch des Oberrheingrabens erst im Diluvium vollzog. Dies erklärt die heutige hohe Lage altdiluvialer Rheinschotter am Binger Loch ohne weiteres, und die Annahme von Hebung des Schiefergebirges ist dann nicht erforderlich.

## VI.

### Nördliche Erosionsbasis.

Im Norden des Rheinischen Schiefergebirges ergeben sich folgende Höhenlagen von altdiluvialen fluviatilen Vorkommen<sup>2)</sup>.

	Ungefähre Höhe über N. N. in m
Bonn . . . . .	160
Müddersheim . . . . .	140
Poll . . . . .	120
Balkhausen . . . . .	— 60 bis + 100?
Ville durchschnittlich etwa . . . . .	+ 130 - + 140
Ahe etwa . . . . .	± 0 - + 70
Dürboslar etwa . . . . .	+ 75 - + 105
Vlodrop <sup>3)</sup> . . . . .	— 161 - + 28!
nordöstlich Vlodrop <sup>3)</sup> . . . . .	— 65 - + 70
Maasniel <sup>3)</sup> . . . . .	— 113 - + 27!
Leemhorst <sup>3)</sup> . . . . .	+ 19 - + 23
westlich Baarloos <sup>3)</sup> . . . . .	+ 19 - + 27
Helden <sup>3)</sup> . . . . .	+ 11 - + 30
östlich Meyel <sup>3)</sup> . . . . .	+ 24 - + 34
Helenaveen <sup>3)</sup> . . . . .	+ 13 - + 33

<sup>1)</sup> Ich möchte auch hier ausdrücklich darauf hinweisen, daß eine erhebliche eustatische Senkung des Meeresspiegels seit Beginn des Diluviums zur Erklärung dieser Vorgänge nicht erforderlich ist.

<sup>2)</sup> LASPEYRES: Siebengebirge. Verh. Nat. Ver. Preuß. Rheinl.-Westf. 1900, S. 258. — FENTEN: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. Verh. Nat. Ver. Preuß. Rheinl.-Westf. 65, 1908, S. 178 und Taf. V, Fig. 1. — E. KAISER und G. FLIEGEL: Tertiär und Diluvium zwischen Bonn und Köln: das linksrheinische Vorgebirge. Ber. Exkurs. Diese Zeitschr. 1906, S. 287—304. — WUNSTORF und FLIEGEL: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 67, 1910, S. 91, 108, 112—172 u. Taf. II. — FLIEGEL: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 61, 1910. — TESCH: Der niederländische Boden und die Ablagerungen des Rheins und der Maas aus der jüngeren Tertiär- und der älteren Diluvialzeit. Mitt. staatl. Bohrverwaltung in den Niederlanden, Nr. 1, 1908.

<sup>3)</sup> Nach TESCH: a. a. O. Höhenzahlen auf N. N. umgerechnet und abgerundet.



Wenn auch über die Grenze zwischen Diluvium und Pliocän im Niederrheingebiet Meinungsverschiedenheiten herrschen und das älteste Diluvium sich hier streckenweise von der Hauptterrasse ganz entsprechend zu spalten scheint, wie bei Ehrenbreitenstein (Patersberg)<sup>1)</sup>, so zeigen die Zahlen doch auf den ersten Blick, daß die altdiluvialen Schotter durch nachträgliche tektonische Bewegungen stark gestört wurden, und zwar durch vielfach nachweisbare absolute Senkungen. Das haben vor allem die neuesten Aufnahmen bestätigt<sup>2)</sup>:

Von Norden her schiebt sich die Niederrheinische Bucht als grabenförmiger, nach Süden zu sich ausspitzender Einbruch vor. Östlich und westlich sind typische, z. T. gestaffelte Randbrüche vorhanden, welche ebenso wie die morphologischen Ränder nach Süden zu konvergieren. Dorthin nimmt auch die Sprunghöhe der Verwerfungen ständig ab, so daß man vorläufig das geologische Südende nicht angeben kann. Es ist indessen bezeichnend, daß z. B. im Siebengebirge zahlreiche ost-westlich streichende Verwerfungen mit entsprechend geringer Sprunghöhe nachzuweisen sind<sup>3)</sup>. Gegenüber, in einer Tongrube etwa 1,5 km westsüdwestlich Lannesdorf, fand ich eine ungefähr N—S streichende Flexur von etwa 3 m Sprunghöhe, und rund 50 m östlich davon eine entsprechende, nahezu ebenso hohe Zerreißung, beide jünger als der Quarzit der Vallendarer Stufe. Man darf also hoffen, daß auch in der Senke zwischen Rhein und Ahr<sup>4)</sup> bei weiteren Aufnahmen die südlichen Randbrüche dieses Senkungsfeldes aufgefunden und die Horstnatur des Schiefergebirges auch hier bestätigt wird.

Der Rand des Schiefergebirges wird bei Aachen-Lüttich von kräftigen Verwerfungen durchsetzt, mit Sprunghöhen bis 500 m<sup>5)</sup>.

---

<sup>1)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: a. a. O., S. 135 f. u. Taf. II, Längsprofil.

<sup>2)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: a. a. O. 1910. — FLIEGEL: Die Tektonik der niederrheinischen Bucht in ihrer Bedeutung für die Entwicklung der Braunkohlenformation. Vortrag Internat. Kongr. Bergbau, Düsseldorf 1910. — Miocäne Braunkohlenformation, a. a. O., S. 9—15, Abbild. 1, Taf. II und Anl. 1. — OKER: Ursprung, geographische Verbreitung und wirtschaftl. Verwertung der rheinischen Braunkohle. Inaug.-Diss., Bonn 1910. — FLIEGEL und STOLLER: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, **31**, 1, 2, S. 232 ff. — E. HOLZAPFEL: Geologie des Nordabfalles der Eifel usw. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 66, 1910.

<sup>3)</sup> KRANZ: Zur Tektonik des Siebengebirges. Diese Monatsber. 1910, S. 153—163.

<sup>4)</sup> FLIEGEL: Miocäne Braunkohlenform., S. 12.

<sup>5)</sup> WUNSTORF: Übersichtskarte 1 : 200 000. — HOLZAPFEL: a. a. O., S. 185—198 und geol. Exkursionskarte.

Zahlreiche Längs- und Querbrüche durchziehen den Niederrheingraben und zerstückeln ihn in junge Teilhorste und Teilgräben<sup>1)</sup>. Vom Südrande des Aachener Steinkohlengebirges zum Südrande des Ruhrkohlenbeckens läuft eine Linie, welche in der Tiefe das Carbon abschneidet und auf das Gebiet nördlich der Kölner Bucht beschränkt. Also auch hier eine Horstgrenze, die aber weder geologisch an den oberflächlichen Bildungen, noch morphologisch im Tiefland zu erkennen ist<sup>2)</sup>. Soweit es sich bis heute übersehen läßt, beginnt die Rheinische Masse an ihrem nördlichen Bruchrand im Ausgange der Jurazeit ein Horst zu werden<sup>3)</sup>.

Alle neueren Aufnahmen stimmen darin überein, daß am Niederrhein starke, junge absolute Senkungen stattgefunden haben, welche nachweisbar die Haupt- und die Niederterrasse, wahrscheinlich auch die Mittelterrasse betroffen haben<sup>4)</sup>, also genau in der Zeit, in welcher der Durchbruch des Rheins durch das Schiefergebirge erfolgte. Es handelt sich hier offenbar um die Fortsetzung der oligocänen, miocänen und pliocänen Senkungen dieses Gebietes<sup>5)</sup>; und daß die tektonischen Bewegungen heute noch nicht abgeschlossen sind, beweisen die Erdbeben der Aachener Gegend sowie Feinnivellements in der Steinkohlengrube „Nordstern“ bei Herzogenrath. Leider war dort nicht mit Sicherheit zu erkennen, ob absolute Hebung oder Senkung vorliegt; nur die relativen Verschiebungen

<sup>1)</sup> WUNSTORF: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Verh. Nat. Ver. Preuß. Rheinl.-Westf. 1909 — Zur Tektonik des nördl. Rheinlandes. Diese Monatsber. 1910, S. 414 ff. — WUNSTORF und FLIEGEL: a. a. O. — OKER: a. a. O., S. 26 bis 33. — TESCH: a. a. O., S. 59 — HOLZAPFEL: a. a. O., S. 183 ff.

<sup>2)</sup> FLIEGEL: a. a. O., S. 9 f. — TILMANN: Das Deckgebirge des produktiven Carbons in Westfalen, am Niederrhein und in Holland nach neueren Untersuchungen. Geol. Rundschau 1910, Bespr. S. 85. Damit erledigen sich die Einwände, welche OESTREICH gegen die Horstnatur des Schiefergebirges vorbringt. Handelingen van het XIIde nederlandsche natuuren geneeskundig congres, 17. 4. 1909, S. 746 ff.

<sup>3)</sup> H. STILLE: Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1910, S. 170. — HOLZAPFEL: a. a. O., S. 197—202.

<sup>4)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: a. a. O., S. 130 f., 148. — WAHNSCHAFTE: Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerung im Außeralpinen Rheingebiet. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 506. — QUAAS: Beitr. z. Geol. d. Niederrheinischen Bucht. Diese Monatsber. 1910, S. 579, 585. — FLIEGEL und STOLLER: a. a. O., S. 233, 237. — MORDZIOŁ: Ref. Geol. Rundschau 1910, S. 322.

<sup>5)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: a. a. O., S. 170 f. — FLIEGEL: Miocäne Braunkohlenform., S. 14. — F. OKER: a. a. O. — TESCH: a. a. O. — HOLZAPFEL: a. a. O.

zweier Marken gegeneinander sind festgestellt worden, wenn auch Senkung zunächst im Hangenden, später im Liegenden angenommen werden darf<sup>1)</sup>).

Bis jetzt sind die jüngeren tektonischen Bewegungen im einzelnen erst bis in die Niederlande hinein verfolgt<sup>2)</sup>. Es liegt aber meines Erachtens kein Grund vor, eine lokale Erscheinung anzunehmen. Wenn man bedenkt, daß der Ärmelkanal in sehr junger Zeit England vom Kontinent abtrennte, daß sich Senkungen in der südlichen Nordsee bis in die jüngste Zeit nachweisen lassen, daß die Süßwassermollusken der Themse und ihrer Nebenflüsse Züge aufweisen, die an die Fauna des Niederrheins und der Maas erinnern<sup>3)</sup>, daß der diluviale Rhein wahrscheinlich über 100 km weiter in der heutigen Nordsee sein Mündungsgebiet hatte<sup>4)</sup>, dann läßt sich ein Zusammenhang dieser Erscheinungen mit den niederrheinischen Grabenbrüchen vermuten. Weitere Untersuchungen in Holland und Norddeutschland werden darüber wohl Klarheit bringen. Jedenfalls erklärt sich die Tiefenerosion am Mittelrhein und die Spaltung der Hauptterrasse innerhalb der Niederrheinischen Bucht<sup>5)</sup> durch die jungen Senkungen dort und weiter unterhalb, ohne daß Hebung in ausgedehntem Maße zur Deutung herangezogen zu werden braucht.

Damit mag es auch zusammenhängen, wenn der ehemalige Südrand der diluvialen nordischen Vereisung im Niederreingebiet inmitten des heutigen Flachlandes verläuft, ohne an die südlich aufsteigenden Erhebungen heranzutreten<sup>6)</sup>: Der Rand des Schiefergebirges lag damals erheblich weiter nördlich. Dies würde wohl auch die jetzige Höhenlage der Feuersteinschotter auf dem Plateau des Hohen Venn erklären, ohne

---

<sup>1)</sup> K. HAUSSMANN: Neuerungen im Markscheiderwesen. Mitteil. a. d. Markscheiderwesen, N. F. XII, 1910, S. 7 f. — HOLZAPFEL: a. a. O., S. 199.

<sup>2)</sup> TESCH: a. a. O.

<sup>3)</sup> F. HAAS: On Unio, Margaritana, Pseudanodonta and their occurrence in the Thames Valley, Proceed. malacol. Soc. London IX. 2. 1910, S. 106—112. (Ref. Geol. Rundschau 1911, S. 87 ff.)

<sup>4)</sup> KRANZ: Hebung oder Senkung des Meeresspiegels? N. Jahrb. f. Min. 1909, Beil., Bd. XXVIII, S. 601—605. Weitere Literatur dort. — J. WALTHER: Geol. v. Deutschland, 1910, S. 124 f. — OESTREICH: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANN'S Mitt., 1909, S. 61.

<sup>5)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: a. a. O., S. 135 f. u. Taf. II, Längsprofil.

<sup>6)</sup> W. v. LOZINSKI: N. Jahrb. f. Min. usw. 1911, II, S. 30 ff. Den Hypothesen des Verfassers vermag ich daher nicht zu folgen, soweit er diluviale Hebung des Rheinischen Schiefergebirges voraussetzt.

daß Hebung angenommen zu werden braucht<sup>1)</sup>; oder die Schotter wären vordiluvialen Alters und bei erheblich höherer Lage des damaligen Meeresspiegels entstanden, was wiederum die Annahme von Hebungen im Schiefergebirge unnötig macht.

Beim Niederrheingebiet jedenfalls steht fest: Es war während des Durchbruchs des Mittelrheins in starker, absoluter Senkung begriffen, in großer Bodenunruhe. Durch diese Tieferlegung der nördlichen Erosionsbasis sowie durch die starke Verkürzung des Unterlaufs wurde die Erosionskraft des Mittelrheins und seiner Zuflüsse derart belebt, daß sie sich tiefe Betten in das Schiefergebirge eingraben mußten, ohne daß bei diesem selbst die geringste absolute Hebung angenommen zu werden braucht: Lauter Tatsachen, welche der Annahme von Hebung beim Rheinischen Schiefergebirge aufs schärfste widersprechen. (Vergl. die Voraussetzungen für Hebung im III. Abschnitt dieser Arbeit, Monatsber. 1911, S. 237f.)

## 51. Über die Lagerstätte der Flintartefakte bei Michaelisdonn in Dithmarschen.

Von Herrn C. GAGEL.

Mit 6 Textfiguren.

Travemünde, den 2. September 1911.

In den Kiesgruben bei Michaelisdonn, in denen ich im April die Flintartefakte gefunden hatte (diese Zeitschr., S. 249 ff.), ist in diesem Sommer wegen Chauseebaues sehr viel gefördert worden — gegen 20000 cbm —, so daß die Gruben wesentlich vergrößert und ihre Wände z. T. erheblich zurückgerückt sind. Dabei ist noch eine ganze Anzahl Flintartefakte zutage gekommen und von dem Lehrer von Michaelisdonn, Herrn BROST, gesammelt, der auf meine Bitte die Gruben ständig besucht und kontrolliert hat. Herr BROST hat auch in sehr dankenswerter Weise die Grubenwände selber häufiger abgesehen und hat dann auch noch mehrfach Artefakte in der

---

<sup>1)</sup> HOLZAPFEL: a. a. O., S. 140—142, 199.

Wand selbst, im Anstehenden, gesammelt, und zwar an Stellen, die 1 bis 2 m unter der Oberfläche lagen, in bzw. über zwei deutlich ausgeprägten, dünnen, horizontalen Kiesbänken. Auf diese Benachrichtigung hin habe ich mir die Fundstellen unter Führung von Herrn BROST sofort nochmals selbst angesehen und habe wenigstens an einer der mir bezeichneten Stellen — 1,8 m unter der Oberfläche, neben den Löchern von Herrn BROSTs Funden — selbst noch Abschlagspäne und Messerspäne aus dem Anstehenden herausgeholt und auch sonst noch verschiedene Artefakte im Anstehenden gefunden. Damit ist die primäre Lagerung der Flintartefakte im Geschiebesand und ihr Alter auf dem Höhepunkte der letzten nordischen Vereisung einwandfrei erwiesen!

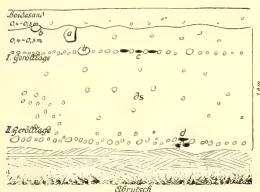


Fig. 1.

Zweite Kiesgrube von St. Michaelisdonn. Mitte!

*a* Großes Geschiebe; wahrscheinlich aber nicht auf ursprünglicher Lage, sondern von einer der prähistorischen Kulturstellen herrührend. *b* Gerölle von etwa Zweifaustgröße. *c* und *d* Fundstellen der Schaber und der Messerklingen in den Gerölllagen.

Die zweite (nördlichere) Kiesgrube, die etwa 300 bis 500 m NNW des früher (a. a. O., S. 251) abgebildeten Profils der Eisenbahnkiesgrube liegt, hat in diesem Sommer bei weitem die Mehrzahl der Artefakte geliefert und zeigt folgendes Bild (Fig. 1): Unter 4—5 dem schwarzem Heidesand, der mit ganz schwach welliger, nicht scharfer Grenze nach unten absetzt, liegt etwa 1,80 m gelbbrauner, z. T. ganz schwach lehmiger, annähernd ungeschichteter und steinarmer Geschiebesand. Etwa 0,4 bis 0,5 m unter der Heidesandgrenze und dann dicht über bzw. an der Unterkante des Geschiebesandes ziehen sich auf ziemliche Erstreckung durch diesen zwei dünne, horizontale Gerölllagen von nuß- bis apfelgroßen Gerölln; in bzw. unmittelbar auf diesen Gerölllagen sind die besten Artefakte: Schlagspäne, Messerklingen und schaberartig zugestutzte Späne,

gefunden; auch dazwischen lagen einige Schlagspäne und messerartige Absplisse. In der oberen Lage lagen 4 Schlagspäne und einige kleinere Messerklingen, z. T. mit sehr schöner Patina; einen Schlagspan mit sehr schöner weißer Patina und einige klingenartige Absplisse fand ich hier noch selbst; in der unteren Gerölllage hat Herr BROST einige schaberartig zugestutzte Schlagstücke gefunden, unmittelbar auf dieser untersten Kieslage lag eine sehr schöne, lange, dünne, schmale Klinge mit sehr schön halbkreisförmig zugestutztem Kratzerende und ungewöhnlich schöner, dicker, weißer Patina so fest im Geschiebesand, daß beim Abstechen des Sandes mit dem Spaten ein Stück von ihrem Hinterende abgestochen worden ist (Fig. 2); an den Artefakten haftet jetzt noch größtenteils der gelblichbräunliche, schwach lehmige Sand der Fundschicht.

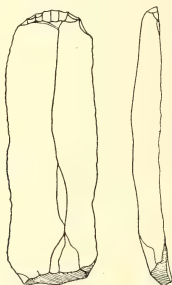


Fig. 2.

Messerspan mit Kratzerende,  
gefunden in der tieferen Gerölllage bei *d* (Fig. 1).  $\frac{3}{4}$  nat. Größe.

Ich selbst fand in der unteren Geröllschicht zwei schaberartige Stücke mit sehr schönen Zustutzungsretuschen und einen undeutlichen Schaber.

Unmittelbar unter dieser Gerölllage liegt schön diskordant geschichteter Sand, der aber größtenteils durch Abrutsch verdeckt ist.

Etwa 50 bis 70 m weiter NNW in derselben Grube zeigt die Wand folgendes Profil: Fig. 3. Unter dem schwarzen Heidesand, der hier eine sehr unregelmäßige und ganz merkwürdig gelappte Grenze gegen den Geschiebesand zeigt, liegt ein sehr steinarmer Geschiebesand mit sehr unregelmäßig verteilten kleineren Geröllern, in dem nach unten zu



einige parallele, braune lehmige Streifen eingeschaltet sind; in der Zone der meisten Gerölle, bis zu der die untersten Ausläufer der schwarzen Heidesandfärbung hinabreichen, ja die sie zum Teil noch überschreiten, fand ich auch hier einige Abschlagspäne, darunter einen kratzerartig zugestutzten, und einige messerartige Absplisse. In einem abgestürzten zusammenhängenden Block, der von dem einen eisenschüssig-lehmigen Streifen herausgebrochen war, fand ich einen langen messerartigen Abspliß. Diese eisenschüssig-lehmigen Streifen

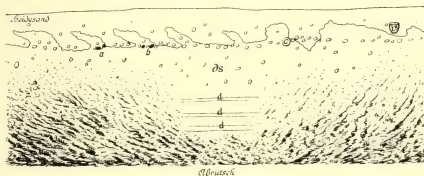


Fig. 3.

Zweite Kiesgrube von St. Michaelisdonn (etwa 50 m nördlich Fig. 1).

*a* und *b* Fundstellen der Artefakte in der Gerölllage. *c* Mehr als faustgroßes Gerölle. *d* Braune lehmige Streifen im *ds*. *U* Bronzezeitliche Urne.

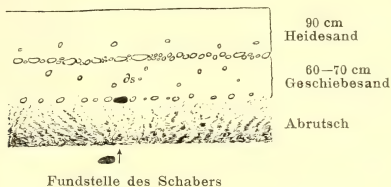


Fig. 4.

Eisenbahnkiesgrube, September 1911.

schließen sich nach NW zu zusammen und verschmelzen mit dem übrigen, allmählich immer lehmiger werdenden Geschiebesand zu einer Bank echten, wenn auch sehr sandigen Geschiebelehms, der sehr fest und hart ist.

In der ersten (Eisenbahn-)Kiesgrube, deren Profil hier im Aprilheft, S. 251, dargestellt ist, sieht die Wand jetzt ebenfalls erheblich anders aus als im April: Fig. 4; die auffällige Zone der großen und kleinen Windschliffgeschiebe ist augenblicklich ganz durch den Abbau verschwunden, und der Heidesand

zeigt jetzt auch hier eine schwach wellige und z. T. ebenfalls eine recht unregelmäßige Grenze nach unten (ähnlich wie in Fig. 3). Statt der Windschliffzone ist jetzt eine deutliche Geröllzone zu beobachten, die ungefähr an der Unterkante des Heidesandes liegt.

Der Heidesand ist in seiner oberen Hälfte wesentlich dunkler als in der unteren; 60 bis 70 cm unter der oberen Geröllzone liegt im Geschiebesand eine zweite dünne Gerölllage und in dieser zweiten, unteren Gerölllage fand mein Kollege STOLLER, der auf meine Bitte sich die Lagerungsverhältnisse bei Gelegenheit einer gemeinsamen Tour an den

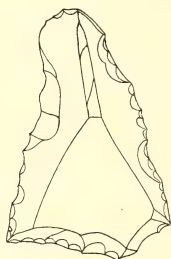


Fig. 5.  
Schaber,  
gefunden in der unteren Geröll-  
lage der Fig. 4.  
 $\frac{3}{4}$  nat. Größe.

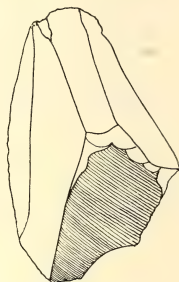


Fig. 6.  
Schaber,  
gefunden zwischen den beiden  
Gerölllagen der Fig. 4.  
 $\frac{3}{4}$  nat. Größe.

Kaiser-Wilhelms-Kanal ebenfalls ansah, einen besonders schönen, deutlichen Schaber (Fig. 5), während ich etwas unter der oberen Gerölllage im Geschiebesand schon früher einen sehr großen scharfkantigen Abschlagsspan gefunden hatte (Fig. 6).

Über die merkwürdige lappenförmige Grenze des Heidesandes gegen den Geschiebesand war Herr STOLLER der Ansicht, daß sie wohl auf die Umgrabung des Heidesandes bei Gelegenheit der bronzezeitlichen Begräbnisse zurückzuführen sei; und in der Tat sind speziell in der Grube I, aber auch in Grube II, in der Gegend dieser sehr merkwürdig gestalteten Heidesandgrenze besonders die Urnen gefunden, so daß diese Erklärung für diese so sonderbare Grenze viel für sich hat. Herr Kustos ROTHMANN vom Kieler Museum, der sich ebenfalls

die Fundstelle angesehen hat, hält diese Erklärung aber auch nicht für zutreffend, ohne freilich selbst eine bessere zu finden.

Daran, daß die (z. T. 1,80 m unter der Heidesandgrenze liegenden) Artefakte primär im Geschiebesand liegen, kann nach den übereinstimmenden Funden von nun drei Beobachtern und den mitgeteilten Profilen ein begründeter Zweifel nicht mehr bestehen!

Über die Kultur, der diese Artefakte zuzurechnen sind, scheint nach den bisherigen Funden noch keine sichere Angabe möglich zu sein; Campignien ist nach dem jetzt ganz sicher festgestellten geologischen Alter ja wohl ausgeschlossen. Herr Kustos ROTHMANN vom Kieler Museum hat die Funde für sicher paläolithisch erklärt; Herr R. R. SCHMIDT in Tübingen hat Messerklingen und Axt typologisch als ganz sicheres Neolithicum angesprochen, ohne dabei allerdings eine Erklärung für die damit ganz unvereinbare Lagerstätte zu geben, und er hält die Schaber nur für mehr oder minder unsichere Zufallsprodukte, nicht für beabsichtigte Artefakte. Hoffentlich bringen weitere Funde auch in diese Seite der Sache Licht.

Hervorgehoben mag noch werden, daß außer den auf ursprünglicher Lagerstätte im Geschiebesand liegenden, unabgerollten Artefakten auch noch eine Anzahl weiterer abgerollter, mehr oder minder deutlicher Paläolithe gefunden ist, ferner daß auch unter den dem Augenschein nach auf ursprünglicher Lagerstätte (in bzw. zwischen den erwähnten Geröllbänken des Geschiebesandes) liegenden Artefakten sich zwei deutlich verschiedene Erhaltungszustände unterscheiden lassen; ein Teil der Artefakte hat fast gar keine Patina, ein anderer Teil hat eine ganz ungewöhnlich dicke, weiße Patina, ohne aber merkliche oder wesentliche Abrollungsspuren zu zeigen.

Daß der Geschiebesand auch über den ungestörten Geröllzonen zum weitaus größten Teil sicher ungestört und in ursprünglicher Beschaffenheit vorliegt, daß die hier in situ gefundenen Artefakte sicher primär in diesem ziemlich festen, zusammenhängenden, ungestörten Geschiebesand liegen, und daß der Geschiebesand der zweiten Grube ganz allmählich in richtigen Geschiebelehm übergeht, — also eine sicher glaziale Bildung ist —, davon hat sich auch Herr STOLLER überführt.

Daß der von Herrn STOLLER gefundene, in Fig. 5 abgebildete Schaber wirklich ein beabsichtigtes und stark benutztes Artefakt und kein Zufallsprodukt ist, ergibt sich dar-

aus, daß die Abnutzungsspuren und Retuschen gerade an den geschützten Stellen liegen, wo natürliche Abrollung und Absplitterung keine Angriffspunkte findet, vor allem aber daraus, daß ich selbst vorher an derselben Stelle das in Fig. 6 abgebildete Stück gefunden habe, welches unverkennbar dieselbe charakteristische Form, aber noch ohne jede Zustutzungs- oder Abnutzungsspur zeigt<sup>1)</sup>.

## 52. Über Dwykakonglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo.

Von Herrn O. STUTZER (Freiberg i. S.).

(Mit 1 Textfigur.)

Koni-Mission, den 28. April 1911.

Zwischen dem 10. und 11. Grad südlicher Breite bin ich im hiesigen Lande öfter einem Konglomerat begegnet, das ich als Dwykakonglomerat ansprechen möchte. Einen der besten Aufschlüsse dieses Gesteines findet man bei den heißen Salzquellen von Moashia (Mwashia), wo dasselbe dicht am Ufer des Lufira zusammen mit Kalkstein, Tonschiefer und Quarzit ansteht. Das Streichen der Schichten ist N 55—60 W, das Einfallen sehr steil, beinahe vertikal.

Der petrographische Charakter dieses Konglomerates ist von CORNET in ausgezeichneter Weise beschrieben worden in seinem Werke: „Observations sur les terrains anciens du Katanga.“ Er beschreibt es von mehreren Stellen des Landes und nennt es, z. B. bei Bunkea (a. a. O., S. 46) einen „Poudingue à pâte schisto argileuse et à galets de quartz, quartzites, phtanites, granite, porphyre etc.“.

Bei Moashia ist dieses Konglomerat in zahlreichen schönen Aufschlüssen zu studieren. In einer blauschwarzen, nicht-

---

<sup>1)</sup> Bei dieser Gelegenheit möchte ich gleich eine Verwechslung berichtigen, die bei den Zeichnungen der ersten diesbezüglichen Mitteilung im April (diese Zeitschr., S. 254) untergelaufen ist. Der dort Fig. 4 abgebildete Schaber stammt nicht aus dem Geschiebesand, sondern aus dem schwarzen Heidesand und ist sicher neolithisch. Es hat beim Zeichnen des Stückes eine Etikettenverwechslung stattgefunden wie sich aus den noch anhaftenden Heidesandspuren feststellen läßt.

geschieferten Grundmasse sind hier ganz unregelmäßig kleine und große Gesteine eingebettet. Die Größe der einzelnen Einschlüsse ist sehr verschieden. Teils sind sie klein wie Nüsse, teils erreichen sie einen Durchmesser von mehr als einen Meter. Unter den Geröllen findet man verschiedenartige Granite, Pegmatite mit großen Turmalinen, Turmalinfels, Gabbrogesteine verschiedener Ausbildung, Felsitporphyre, Gangquarze und Erzbrocken, dichte Quarzite von roter, grüner, grauer oder schwarzer Farbe, rote Feuersteine, oolithische Kieselschiefer, grauen Gneis, verschiedene krystalline Schiefer, Kalkstein usw. Alle diese Gerölle liegen, wie bereits gesagt, ganz unregelmäßig in einer tonigen Grundmasse verteilt; man kann also das Konglomerat an vielen Stellen als einen geröllführenden erhärteten Ton bezeichnen.

Als besonders auffallend muß demnach an diesem Konglomerate bezeichnet werden:

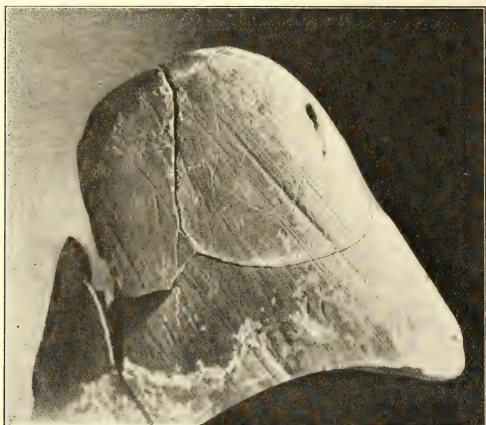
1. die tonige Grundmasse;
2. die unregelmäßige Verteilung der Gerölle;
3. die Art der Gerölle, die zum Teil in der weiteren Umgegend nicht anstehen.

Alle diese Beobachtungen sind indessen noch kein Beweis für eine glaziale Entstehung dieses Konglomerates. Ein Beweis wird erst endgültig erbracht durch das Auffinden von Gletscherschrammen auf eingeschlossenen Geschieben und auf dem Untergrund des Konglomerates.

Erfreulicherweise konnten wir nun mehrere Geschiebe mit Gletscherschrammen innerhalb der tonigen Grundmasse auffinden. Ein anderer Ursprung dieser Schrammen ist ausgeschlossen, da wir die Gerölle aus dem erhärteten Ton selbst ausgegraben haben. Alle Gesteine, welche Gletscherschrammen führen, sind sehr harte Gesteine, meist Quarzite. Weichere Gesteine, wie Granit und Kalkstein, zeigen keine Schrammen. Dieselben sind z. T. vielleicht nachträglich durch Zersetzung der äußersten Gesteinskruste vernichtet.

Studiert man die Schriften von CORNET durch, so findet man, daß sich petrographisch ähnliche Konglomerate an den verschiedensten Stellen des Landes finden, in einem Umkreis von 200 km bisweilen von Moashia entfernt. Sollte sich für alle diese petrographisch ähnlichen Konglomerate auch ein glazialer Ursprung erweisen lassen, so hätte dies für die stratigraphische Einteilung der Schichten dieses Landes eine große Bedeutung, da viele dieser Konglomerate jetzt in verschiedene Systeme eingeordnet sind.

Fossilien sind in Katanga bisher nicht gefunden. Es fehlt daher an jedem festen Ansatzpunkt einer Parallelisierung der hiesigen Schichten mit den Schichten anderer Länder, besonders Südafrikas. Durch das Erkennen des Dwykakonglomerates wäre wenigstens eine sichere Zeitangabe gefunden, wodurch sich die meisten Schichten als älter, wenige auch als jünger als das Dwykakonglomerat, d. h. das Permocarbon, ergeben.



H. v. RODOWITZ phot. 1911.

Gekritztes Gerölle (grauer harter Quarzit) aus dem Dwykakonglomerat von Moashia.  $\frac{1}{3}$  d. nat. Größe.

Der Block wurde von mir selbst aus der sehr harten Tongrundmasse herausgeschlagen, wobei er zerbrach. Der untere Teil steckt noch an Ort und Stelle.

Ein Handstück des Konglomerates von Moashia am Lufira wurde auf den Wunsch des Verfassers von R. BECK in Freiberg mikroskopisch untersucht. Das Ergebnis war das folgende: „In einem aus feinsten Quarz- und Silikat Körnchen und winzigen Gesteinsfragmenten bestehenden, vielfach dunkel pigmentierten Zement liegen größere Einschlüsse von Quarz und verschiedenen Gesteinen, deren Form teils gerundet ist, wie die von echten Geröllen, teils aber scharfeckig. Die sehr verbreitete undulöse Auslöschung der Quarzsplitter deutet auf



starke Spannung unter hohem Druck. Neben dem Quarz gewahrt man viele zum Teil scharfeckige Brocken eines an kohligten Bestandteilen reichen lyditartigen Quarzites. Viele solcher Brocken scheinen völlig zermalmt zu sein und dürften das dunkle, oft wolkig verteilte Pigment des Zementes geliefert haben. Unter den kleinen Geschieben von Feldspatgesteinen seien solche eines turmalinführenden Granites erwähnt. Die Mikrostruktur dieses Konglomerates ähnelt völlig derjenigen gewisser harter Abarten des Dwyka-Konglomerates, die wir früher untersuchten. Alle strukturellen Eigentümlichkeiten erklären sich leicht aus der glazialen Entstehung.“ Wie nicht anders zu erwarten, ändert die Zusammensetzung und Struktur bei einem solchen Gebilde stark ab. Herr PERCY WAGNER in Johannesburg, dem der Verfasser eine andere Probe sandte, fand darin Körner von Quarz, etwas Feldspat, Magnetit, viel Calcit, Fragmente von Kalkstein, Schiefer, Quarzit, feingebändertem Magnetit-Quarzfels. Über die mikroskopische Beschaffenheit schreibt er: „The structure of the rock is peculiar in as much as the large particles are scattered like phenokrysts through a very fine grained matrix. In this particular it resembles the Dwycka Conglomerate.

Angular fragments do occur, but the majority of the grains are rounded, and some of them exceedingly well rounded. I do not think, however, that you should attach too much importance to that fact, as it is quite possible, that the rock in question may have been laid down under water, like the Dwycka in the South of the Cape Colony.“

### 53. Zur Plattendolomit-Frage.

Von Herrn O. GRUPE.

Berlin, den 2. Dezember 1911.

Vor kurzem ist eine Arbeit von C. REIDEMEISTER „Über Salztone und Plattendolomite im Bereiche der norddeutschen Kalisalzlagertstätten“ im Verlage von W. KNAPP, Halle a. d. S., erschienen, zu der ich mir ein paar kurze Bemerkungen gestatten möchte.

REIDEMEISTER hat eine Reihe von Proben des Grauen und Roten Salztons aus dem Staßfurter und Südharzgebiet

sowie einige Proben von Plattendolomit des Werragebietes petrographisch und chemisch untersucht und kommt zu dem Resultat, daß die genannten Gesteinsarten in ihrer Zusammensetzung nur graduelle, nicht prinzipielle Unterschiede aufweisen und von gleichartiger Entstehung unter dem Einflusse eines Wüstenklimas sind. REIDEMEISTER erblickt in dem Terrain der Unteren Zechsteinletten, denen unsere Salzlager angehören, ein Gebiet ausgetrockneter Wannen, in denen gleichzeitig die verschiedensten Schichten, Anhydrite, Carbonate, Salze und Salztone, sich bilden konnten, und gelangt schließlich zu dem Endergebnis, daß damit auch zwischen dem Staßfurter und dem Südharz- (bzw. süd hannoverschen) Typus mit seinem Grauen und Roten Salzton und Hauptanhydrit einerseits und dem Werratypus mit seinem durchgehenden Plattendolomit andererseits kein prinzipieller, sondern nur ein gradueller Unterschied bestände, und daß beide Typen völlig zu parallelisieren seien.

Dieser letztere Schluß erscheint mir nun auf Grund der vorausgegangenen Betrachtungen absolut nicht stichhaltig. Ich könnte mir daraufhin ebensogut vorstellen, daß der Plattendolomit des Werragebietes ein zeitliches Äquivalent des Grauen Salztons im Sinne v. KOENENS oder auch ein zeitliches Äquivalent des Hauptanhydrits im Sinne EVERDINGS bildet, während die jüngere Salzfolge des Staßfurter Typus im Werragebiet nicht zum Absatz gelangt ist, wie dies EVERDING angenommen. Wenn trotzdem REIDEMEISTERS Auffassung von der völligen Gleichaltrigkeit und Gleichwertigkeit des Staßfurter und Werra-Typus in der Tat richtig ist, so gibt dafür den exakten Beweis erst der Umstand, daß nach meinen früheren Untersuchungen<sup>1)</sup> der im unmittelbaren Hangenden des Werralagers auftretende Plattendolomit auch außerhalb des Werragebietes seine wenn auch nur noch sporadisch ausgebildeten Vertreter unmittelbar über dem Salzlager des Staßfurter Typus hat, allerdings nicht, wie Herr REIDEMEISTER irrtümlich schreibt, im Staßfurter Gebiet, sondern im süd hannoverschen Weser-Leinegebiet sowie am südwestlichen Rande des Harzes.

In diesen Territorien findet sich der Plattendolomit einerseits über Tage an den verschiedenen Zechsteinlokalitäten

---

<sup>1)</sup> GRUPE: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leinegebiet und ihre Beziehung zum süd hannoverschen Zechsteinsalzlager. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 39ff.; sowie GRUPE: Über die Zechsteinformation und ihr Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1909, S. 185ff.

(Freden, Stadtoldendorf, Lauenberg a. Solling, Hörden b. Herzberg) in Form z. T. mächtigerer dolomitischer Kalkplatten und Rauchwacken, andererseits unter Tage in einzelnen Bohrungen bei Nörten (Levershausen, Sudershausen, Nörtener Stadtwald) in Form fester, dunkler dolomitischer Tone bzw. toniger Dolomite und hellerer dolomitischer Sandsteine, die als wiederholte Einlagerungen den Letten über dem Jüngeren Steinsalz eingeschaltet sind. Ebenso wie die zutage tretenden oberen Zechsteinkalke den Analysen<sup>1)</sup> zufolge einen mehr oder weniger erheblichen Gehalt an tonigen bzw. sandigen Bestandteilen aufweisen, so sind besonders die durch die genannten Bohrungen erschlossenen dolomitischen Schichten des Plattendolomithorizontes durch Ton und Sand stark verunreinigt und zeigen damit allerdings in ihrer Zusammensetzung gewisse Anklänge an die Salztongesteine.

Aus diesem Auftreten des südhannoverschen Plattendolomits sowie aus dem Umstande, daß hier wie dort das Fundament der Salzlager Anhydrite und Dolomite des Mittleren Zechsteins bilden, habe ich schon früher den Schluß gezogen, den Herr REIDEMEISTER augenscheinlich ganz übersehen hat, daß „die beiden so verschieden ausgebildeten Salzlager des Staßfurter bzw. südhannoverschen Typus und des Werratypus sich gegenseitig in ihrer ganzen Ablagerung entsprechen“<sup>2)</sup>.

Auch in anderen Beziehungen enthält die Arbeit noch manche unrichtige Angaben und Anschauungen — so z. B. die, daß der doch als stratigraphischer Horizont geltende Graue Salzton plötzlich im Werratypus ausgebildet sein soll. Ich habe aber keine Veranlassung, auf diese Dinge hier näher einzugehen. Nur möchte ich noch die Angaben REIDEMEISTERS über die stellenweise außerordentliche Mächtigkeit des Grauen Salztons am südlichen Harzrande dahin vervollständigen, daß dieser Horizont auch im benachbarten südlichen Hannover, und zwar in den beiden Bohrungen der Gewerkschaft „Gertrudenhall“ bei Sudershausen und im Nörtener Stadtwalde ein lokales Anschwellen auf ca. 25 m bzw. sogar 40 m zeigt.

---

<sup>1)</sup> Vgl. GRUPE: Die Zechsteinvorkommen usw. a. a. O. S. 43. Nach den dort mitgeteilten Analysen von Plattendolomitgesteinen der Stadtoldendorfer Gegend bleiben im einen Falle 15,5 Proz., im andern 32,4 Proz. und im dritten Falle sogar 35,4 Proz. unlösliche, tonige bzw. sandige Bestandteile zurück.

<sup>2)</sup> a. a. O. S. 53 bzw. S. 191.

## Neueingänge der Bibliothek.

- BECK, FR.: Der Karlsgraben. Eine historische, topographische und kritische Abhandlung. Nürnberg 1911.
- CAREZ, L.: Sur quelques points de la géologie du Nord de l'Aragon et de la Navarre. S.-A. aus: Bull. de la Soc. géol. de France, sér. 4, t. X, 1910.
- Résumé de la géologie des Pyrénées françaises. S.-A. aus: Bull. de la Soc. géol. de France, sér. 4, t. X, 1910.
- DUPARC, L., und H. C. HOLTZ: Notiz über die chemische Zusammensetzung einiger Platinerze aus dem Ural. S.-A. aus: TSCHERMAKS Min. u. petrogr. Mittlg., Bd. XXIX, H. 6. Wien 1910.
- und M. WUNDER und R. SABOT: Contribution à la connaissance des minéraux des pegmatites. (Deuxième Note.)
- und P. PAMFIL: Sur la composition chimique et l'uniformité pétrographique des roches qui accompagnent la dunité dans les gisements platinifères.
- Le Platine et les gîtes platinifères de l'Oural. Genève 1911.
- und M. WUNDER: Sur les serpentines du Kribet-Salatim (Oural du Nord).
- und G. PAMPHIL: Sur l'issite, une nouvelle roche filonienne dans la dunité.
- Festschrift zur Feier des 50jährigen Bestehens des Humboldt-Vereins Ebersbach. Ebersbach 1911.
- GAGEL, C.: Fortschritte in der Erforschung Schleswig-Holsteins. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. II, H. 7. Leipzig 1911.
- GOSSELET, J.: Les Assises Crétacique et Tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. Études des Gîtes Minéraux de la France III. Paris 1911.
- GRUPE, O., und H. STREMMER: Die Basalte des Sollings und ihre Zeretzungsprodukte. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 32, T. 1, H. 2. Berlin 1911.
- HANDLIRSCH, A.: New Paleozoic Insects from the vicinity of Mazon Creek, Illinois. S.-A. aus: The American Journal of Science, Vol. 31. New Haven 1911.
- HARBORT, E.: Zur Frage der Deckenüberschiebung des Iberger Kalkes bei Grund im Harz. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 21. Stuttgart 1911.
- Über das geologische Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah in Braunschweig. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 19, H. 9. Berlin 1911.
- KOEHNE, W.: Zur Geologie des Peißenberger Kohlenreviers. S.-A. aus: Geogn. Jahreshefte, Jahrg. 24, 1911. München 1911.
- KOERT, W.: Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme. Mit Beiträgen der Herren GÜRICH in Hamburg und FRANKE in Dortmund. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 32, T. 1, H. 1. Berlin 1911.
- KRANZ, W.: Hohe Strandlinien auf Capri. S.-A. aus: XIII. Jahresber. d. Geogr. Gesellsch. Greifswald 1911/12.

- KRETSCHMER, FR.: Zur Kenntnis des Epidot und Albit von Zöptau. S.-A. aus: TSCHERMAKS Min. u. petrogr. Mitt., Bd. 30, H. 1 u. 2. Wien 1911.
- Über den Chrysoberyll von Marschendorf und seine Begleiter. S.-A. aus: TSCHERMAKS Min. u. petrogr. Mitt., Bd. 30, H. 1 u. 2. Wien 1911.
- KRUSCH, P.: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. 2. neubearbeitete Aufl. Mit 125 Textabbildungen. Stuttgart 1911.
- MANN, O.: Bericht über den Stand der geologischen Erforschung von Kamerun im Mai 1910. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, H. 4, 1911. Berlin 1911.
- MARTIN, R.: Bemerkungen über sog. Korallenkalk oder Karang. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 9. Stuttgart 1911.
- Paläozoische, mesozoische und känozoische Sedimente aus dem südwestlichen Neu-Guinea. S.-A. aus: Sammlungen des Geolog. Reichsmuseums in Leiden, Ser. I, Bd. IX. Leiden 1911.
- Vorläufiger Bericht über geologische Forschungen auf Java. T. I. S.-A. aus: Sammlungen des Geolog. Reichsmuseums in Leiden, Ser. I, Bd. IX. Leiden 1911.
- MESTWERDT, A.: Die Quellen von Germete bei Warburg und von Calldorf in Lippe. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 32, T. 1, H. 1. Berlin 1911.
- Wissenschaftliche Ergebnisse bei der Aufnahme von Blatt Detmold im Jahre 1908. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXIX, T. 2, H. 3. Berlin 1911.
- Über Faciesverhältnisse im Rät und untersten Lias in Nordwestdeutschland. Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geolog. Landesanstalt vom 17. März 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 31, T. 2, H. 2. Berlin 1911.
- NAUMANN, E.: Beitrag zur Kenntnis der Thüringer Trias. Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Jena und Naumburg a. S. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1908, XXIX, T. II, H. 3. Berlin 1911.
- PAULCKE, W.: Tertiärfossilien aus der Niesenzzone der Freiburger Alpen. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrhein. geolog. Vereins, N. F. Bd. I, H. 2. Karlsruhe 1911.
- Kurze Mitteilungen über tektonische Experimente. Mit 1 Textabbildung und 2 Tafeln. S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrhein. geolog. Vereins, N. F. Bd. I, H. 2. Karlsruhe 1911.
- PETKOVIĆ, R.: Bibliographie géologique de la péninsule balkanique 1904—1909. S.-A. aus: Annales géologiques de la péninsule balkanique, Bd. VI, H. 2. Belgrade 1911.
- Sur la Faune urgonienne de Skrobnitz. Belgrade 1911.
- PRAESENT, H.: Die Exkursion des geographischen Seminars der Leipziger Universität nach Ostthüringen im Mai 1911. S.-A. aus: Mitteilungen des Vereins der Geographen an der Universität Leipzig. Leipzig 1911.
- RAEFLER, F.: Die Entstehung der Braunkohlenlager zwischen Altenburg und Weißenfels. Halle 1911.
- RANGE, P.: Steinwerkzeuge der Buschleute des deutschen Namalandes. S.-A. aus: Globus, Illustr. Zeitschrift f. Länder- u. Völkerkunde, Bd. 98, Nr. 13. Braunschweig 1910.
- Die deutsche Süd-Kalahari. S.-A. aus: Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1910.



- RANGE, P.: Sketch of the geology of German Namaqualand. S.-A. aus: The Transactions of the Geological Society of S. Africa, Vol. XIII, 1910.
- Das Lüderitzland. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, H. 1, 1911.
- REEDS, CH.: The Hunton Formation of Oklahoma. Inaug.-Diss., Yale University, New Haven 1911.
- RIMANN, EBERH.: Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1910, 31, T. I, H. 3. Berlin 1910.
- RUTTEN, L.: Over Orbitoiden uit de omgeving der Balik Papan-baai (Oostkust van Borneo). S.-A. aus: Verslag van de Gewone Vergadering der Wis- en Natuurkundige Afdeeling XIX, 1910/11. Amsterdam 1911.
- Die diluvialen und alluvialen Säugetierreste aus den Niederlanden im Mineralogisch-Geologischen Institut zu Groningen. S.-A. aus: Mitteilungen aus dem Min.-Geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen, Bd. II, H. 2, 1910.
- RZEHA, A.: Das Alter des Unterkiefers von Ochotz. Eine Entgegnung an Dr. M. KRIZ. S.-A. aus: Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, Bd. IX, H. 2. Brünn 1909.
- Die Schalensteine („Opfersteine“) im westmährischen Granitgebiet. S.-A. aus: Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, Bd. VI, H. 2. Brünn 1906.
- Beiträge zur Kenntnis der Bergschläge. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. XVIII, 1910.
- Zur Kenntnis der Kalksilikathornfelse der Brünner Eruptivmasse. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911, Nr. 2. Wien 1911.
- Menilitische auf der Westseite der Pollauer Berge. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1910, Nr. 13. Wien 1910.
- Der nordische Vielfraß im Brünner Löß. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1910, Nr. 13. Wien 1910.
- *Buliminus assimilis* ZIEG. im Brünner Löß. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1909, Nr. 16. Wien 1909.
- Vorkommen von *Lithospermum*-Samen im Brünner Löß. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1909, Nr. 16. Wien 1909.
- *Homo primigenius* und Lößmensch in Mähren. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1909, Nr. 17 u. 18. Wien 1909.
- Mährische Barytvorkommnisse und ihre Genesis. S.-A. aus: Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, Bd. XI. Brünn 1911.
- Der Brünner Clymenienkalk. (Mit 3 Tafeln.) S.-A. aus: Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, Bd. X, H. 2. Brünn 1910.
- SALÉE, A.: Sur un polypier du Waulsortien de Sosoye. S.-A. aus: Bulletin de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, Bd. XXV, 1911. Bruxelles 1911.
- Contribution à l'étude des polypiers du calcaire carbonifère de la Belgique. Le genre caninia. Mémoire couronné au Concours interuniversitaire des sciences minérales de 1910, publié sous les auspices du Ministère des Sciences et des Arts. Bruxelles 1910.
- SCHMIDLE, W.: Über Riedel- und Talbildungen am nordwestlichen Bodensee. S.-A. aus: Mitteilungen d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt, Bd. VI, H. 1, 1908.
- Zur geologischen Geschichte des nordwestlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit. S.-A. aus: Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees, H. 35, 1906.



- SCHMIDLE, W.: Über äolische Bildungen während des Rückzugs der letzten Vergletscherung. S.-A. aus: Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees, H. 37, 1908.
- Über den Rückzug des Würmgletschers im nordwestlichen Bodenseegebiet. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1907, Nr. 9. Stuttgart 1907.
  - Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1910, Bd. II. Stuttgart 1910.
  - Postglaziale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1911, Nr. 4—8. Stuttgart 1911.
  - Sechs Glazialschotter bei Tiengen am Oberrhein. S.-A. aus: Mitteilungen des Bad. Landesvereins f. Naturkunde 1911.
- SCHUCHERT, CH.: Paleogeographic and geologic significance of recent Brachiopoda. S.-A. aus: Bulletin of the Geol. Soc. of America, Vol. XXII, 1911.
- SCHUCHT, F.: Die Entstehung der ostfriesischen Inseln. Vortrag, gehalten zu Ülzen auf der Frühjahrs-Hauptversammlung des Niedersächs. geol. Vereins am 19. April 1911. S.-A. aus: IV. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. Hannover 1911.
- Die Harlebucht, ihre Entstehung und Verlandung. Mit 1 Karte u. 6 Textfiguren. Abhandlungen u. Vorträge zur Geschichte Ostfrieslands, H. 16. Aurich 1911.
- v. SEIDLITZ, W.: Schollenfenster im Vorarlberger Rätikon und im Fürstentum Liechtenstein. Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft, Wien I, 1911.
- SPEZIA, G.: Sopra alcuni presunti effetti chimici della pressione nel metamorfismo minerale. S.-A. aus: Atti della R. Accademia delle Scienze di Torino, Bd. 46. Torino 1911.
- v. STAFF, H., und H. RASSMUS: Zur Morphogenie der Sächsischen Schweiz. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. II, H. 7. Leipzig 1911.
- und H. RECK: Die Lebensweise der Zweischaler des Solnhofener lithographischen Schiefers. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Gesellsch. Naturforsch. Freunde, Berlin 1911, Nr. 3.
- STILLE, H.: Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. S.-A. aus: Kali, Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung der Kalisalze, Jahrg. 5, 1911, H. 16 u. 17. Halle 1911.
- Exkursion zwischen Detmold und den Externsteinen am 19. Mai 1910. S.-A. aus: 3. Jahresbericht des Niedersächsischen geolog. Vereins zu Hannover. Hannover 1910.
- STINY, J.: Die Muren. Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen. Innsbruck 1910.
- Die Talstufe von Mareit. S.-A. aus: Mitteilungen d. k. k. Geogr. Gesellsch. in Wien 1911, H. 3.
  - Der Erdschlipf im Schmalecker Walde (Zillertal). Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft, Wien I, 1908.
  - Zur Erosionstheorie. S.-A. aus: Mitteilungen d. Naturwissensch. Vereins f. Steiermark, Jahrg. 1910, Bd. 47.
  - Die Erdschlipfe und Murgänge bei Kammern. S.-A. aus: Mitteilungen d. Naturwissensch. Vereins f. Steiermark, Jahrg. 1908, Bd. 45.
  - Perm bei Campill (Gadertal). S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1910, Nr. 17 u. 18.
- TRAUTH, FR.: Die oberkretazische Korallenfauna von Klogsdorf in Mähren. Brünn 1911.

- WANNER, J.: Triascephalopoden von Timor und Rotti. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. **32**. Stuttgart 1911.
- WIELAND, G. R.: A Study of Some American Fossil Cycads. Part V. Further Notes on Seed Structures. S.-A. aus: The American Journal of Science, Vol. **32**. New Haven 1911.
- WILCKENS, O.: Über das Aussterben großer Tiergruppen im Laufe der Erdgeschichte. Öffentliche Rede, entsprechend den Bestimmungen der PAUL v. RITTER'schen Stiftung für phylogenetische Zoologie am 15. 7. 11 in der Aula der Universität zu Jena. S.-A. aus: Naturwissensch. Wochenschr., N. F. X, Bd. **45**. Jena 1911.
- Über mesozoische Faltungen in den tertiären Kettengebirgen Europas. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. II, H. 5/6. Leipzig 1911.
- Wo liegen in den Alpen die Wurzeln der Überschiebungsdecken? S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. II, H. 5/6. Leipzig 1911.
- WILLISTON, S. W.: A New Family of Reptiles from the Permian of New Mexico. S.-A. aus: The American Journal of Science, Vol. **31**. New Haven 1911.

# Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.		Seite		Seite
Aachen, Eocän . . . . .	514		Altmorschen, Graben . . . . .	278
—, Gebirgsdruck . . . . .	109		—, Tertiär . . . . .	275
—, Verwerfungen . . . . .	617		Altrahlstadt, Torfflöze . . . . .	410
—, Verwerfungen, rezente . . . . .	618		Alzey, Tertiär . . . . .	483
Achnadagebirge, Tektonik . . . . .	291		—, Wasserversorgung . . . . .	432
Adamellogruppe, Tektonik . . . . .	540		Amerika, Geologie von Nieder-	
Admiralitäts-Inseln, Obsidian . . . . .	77		kalifornien . . . . .	578
Advent-Bay, Holzreste, fossile . . . . .	164		—, Obersilur . . . . .	325, 327
Afghanistan, Glossopteris-			—, Raspit . . . . .	425
flora . . . . .	425		—, Salzlager . . . . .	493
Afrika, Talterrassen . . . . .	576		Amsterdam, Pliocän . . . . .	243, 526
Ägypten, Talterrassen . . . . .	576		Aragonien, Faltung . . . . .	406
—, Windkanter . . . . .	413		—, Trias . . . . .	38
Ahrtal, Unterdevon . . . . .	196		Aranda, Keuper . . . . .	88
Airolo, Gneis . . . . .	464		—, Trias . . . . .	158
Aisch, Talbildung . . . . .	318		Ardennen, Metamorphose . . . . .	233
Akarnanien, Geologie . . . . .	278		Argentinien, Perm . . . . .	210
Albanien, Tektonik . . . . .	189		—, Stratigraphie . . . . .	216
Alfarp, Ophite . . . . .	403		Arktis, Juraflora . . . . .	163
Alhama, Trias . . . . .	146		Arnheim, Pliocän . . . . .	243
Allendorf, Horst . . . . .	270		Asien, Talterrassen . . . . .	576
Allertal, Tektonik . . . . .	269, 492		Asis, Kupfererzlagerstätte . . . . .	245
Allgäuer Hauptkamm, Tek-			—, Kupfererzproduktion . . . . .	249
tonik . . . . .	1		Aspenkippel, angeblicher	
Allinge, marine Grenze . . . . .	48, 398		Krater . . . . .	488
—, Strandlinien . . . . .	48		Asturien, Reisebeobachtungen . . . . .	557
Allons, Eocän . . . . .	341		Atlantischer Ozean, alte	
Alpe Lavin, Antigoriogneis . . . . .	468		Strandlinien . . . . .	73
Alpen, Faltungszonen . . . . .	497		Auchel, Unterdevon . . . . .	136
Alpenvorland, Tektonik . . . . .	534		Aue i. Sa., Granitmassiv . . . . .	175
Altai, fossile Flora . . . . .	418		—, Pinit . . . . .	178
Altena, geologische Karte . . . . .	112		Auel, Tektonik . . . . .	376
—, Hohenhöfer Schichten . . . . .	114		Australien, Cambrische Eis-	
—, Lenneschiefer 114, 122, 123, 131			zeit . . . . .	220
—, Tektonik . . . . .	367			
Altenahr, Wellenfurchen . . . . .	200			
Altenbreitungen, Pliocän . . . . .	291			
Altenhasungen, Basalt . . . . .	302			
Altenvörde, Tektonik . . . . .	119			
Althagen, Klappersteine . . . . .	12			

## B.

Baal, Oligocän . . . . .	516
Baarlo, Pliocän . . . . .	243
Baceno, Fenster . . . . .	468
Baja-California, Geologie . . . . .	578

	Seite		Seite
Baja-California, Scheelit . . .	427	Blankenbach, Unterdevon . . .	137
Baklanicha, Glossopterisflora . .	419	Blankenburg, Verwitterung . .	451
Balearen, Trias . . . . .	38	Blankenese, Torflöze . . . .	407
Balm, Tektonik . . . . .	347	Boberullersdorf-Grünauer	
Balmfluh, Tektonik . . . . .	340, 343	Senke, Vereisung . . . . .	140
Balschte-Sattel, Plattenkalk . .	5	Bodanrücken, Tektonik . . . .	539
Balstal, Tektonik . . . . .	338	Bodenheim, Rupelton . . . .	481
Balticum, Phacopiden . . . . .	326	Bodenmais, Quarzgänge . . . .	232
Baluan, Obsidian . . . . .	78	Bodensee, Molasse . . . . .	522
Balve, geologische Karte . . . .	112	—, Tektonik . . . . .	534
Balver Wald, Tektonik . . . . .	114	Boh, junge Schollenbewe-	
Barmen, Lenneschiefer . . . . .	125	gungen . . . . .	320
—, Tektonik . . . . .	114	Böhmen, Chamositlager . . . .	155
Bastogne, Metamorphose . . . .	233	—, Phacopiden . . . . .	325, 327, 329
Barcelona, Eocän . . . . .	329	Bologna, Schwefellager . . . .	10
Bärenstein, Alaun . . . . .		Boquete de Tranquera,	
433, 436, 438, 444		Muschelkalk . . . . .	61
Bärfang-Wände, Alaun . . . . .	437	Bordeaux, Oligocän . . . . .	451
Barr-Andlau, Quarzgänge . . . .	234	Borgsum, Diluvium . . . . .	592
Bassano, Eocän . . . . .	342	Borneo, Glossopterisflora . . .	426
Bastei, Alaun . . . . .	436	Bornhausen, Tertiär . . . . .	287
Baukloh, Lenneschiefer . . . . .	371	Bornholm, hohe Strandlinien . .	47
Bayas, Eisensteinlager . . . . .	562	—, marine Grenze . . . . .	47, 397, 566
Bayern, Tektonik der Alpen . . .	2	Borstein, Barytgang . . . . .	477
Bebbingen, Unterdevon . . . . .	137	Böse Wände, Alaun . . . . .	437
Beesel, Bohrung . . . . .	522	Bosnien, Eocän . . . . .	329, 334
Belgard, Morphologie . . . . .	160	—, Tektonik . . . . .	191
Belgien, Pliocän . . . . .	525	Bozen, Erdpyramiden . . . . .	414
—, Metamorphose . . . . .	233	Bramburg, Profil . . . . .	281
Bellinzona, Mischgesteinszone . .	186	Brandbergkette, Tektonik . . . .	348
Belvertal, Lüdenscheider		Brasilien, Goldquarzgänge . . .	231
Mulde . . . . .	116	—, Raspit . . . . .	425
Benevent, Schwefellager . . . . .	10	—, krystalline Schiefer . . . .	207
Berchtesgaden, Werfener		—, Stratigraphie . . . . .	216
Schichten . . . . .	553	Braunschweig, Diluvialfauna . .	15
Berent, Morphologie . . . . .	160	Breckerfeld, Tektonik . . . . .	114, 363
Bergen-Lauterbach i. Sa.,		Bremen, Salzlager . . . . .	274, 496
Granitmassiv . . . . .	175	Breno, Tektonik . . . . .	540
Bergen op Zoom, Pliocän . . . .	243	Brenz, Morphologie . . . . .	318
Berggießhübel, Alaun . . . . .	437, 448	Brescia, Tektonik . . . . .	546
Bergisches Land, Tektonik . . . .	133	Britisch-Südafrika, Ngami-	
Bergstraße, diluviale Stö-		System . . . . .	243
rungen . . . . .	614	Brocken, Quarzgänge . . . . .	234
Berlin, Diluvialfauna . . . . .	15	Broken Hill, Raspit . . . . .	426
Bernburg, Wellenfurchen . . . . .	198	Brunscheid, Lenneschiefer . . .	131
Beuern, Kieselgur . . . . .	488	Brügge, Lüdenscheider Mulde . .	116
Beyenburg, Lüderichschichten . .	125	Bublitz, Morphologie . . . . .	160
Biarritz, Eocän . . . . .	340	—, Tektonik . . . . .	159
Biella, Mineralquelle . . . . .	457	Buchwald, Arkose . . . . .	193
Bielraud, Alaun . . . . .	437	Budenheim, Hydrobien-	
—, chemische Verwitterung . . . .	433	schichten . . . . .	483
Bilmerich, Cenoman . . . . .	247	Bug-Tiefland, Karstzone . . . .	327
Bilstein, Tektonik . . . . .	365	Burgberg, Mitteldevon . . . . .	124
Bingen, Wasserversorgung . . . .	432	Burghasungen, Basalt . . . . .	280, 302

	Seite
Burscheid-Wermelskirchen,	
Tektonik . . . . .	114
Buurse, Oligocän . . . . .	517
Bytantai, Diluvialfauna . . . . .	30
<b>C.</b>	
Cairascatal, Antigoriogneis . . . . .	468
Calatayud, Trias . . . . .	146
Calcena, Trias . . . . .	158
Californien s. Kalifornien.	
Calles, Triasaufschluß . . . . .	402
Campanien, Schwefellager . . . . .	10
Campine, Alttertiär . . . . .	514
Campolungopaß, Dolomit . . . . .	466
Camposines, Trias . . . . .	39
Cancelade, fossiler Mensch . . . . .	152
Capri, marine Grenze . . . . .	566
Cassel in Frankreich, Tertiär . . . . .	456
— in Hessen, Dislokationen . . . . .	268
— — —, oberer Meeressand . . . . .	438, 456
— — —, Rätsscholle . . . . .	271
— — —, Tertiär . . . . .	267
Casseler Graben, Basalt . . . . .	301
Cantabrische Ketten, Reise- beobachtungen . . . . .	557
Catalonien, Carnjolas . . . . .	401
—, Trias . . . . .	39
Celebes, Umrißformen . . . . .	180, 399
—, Vulkanausbrüche . . . . .	505
Cerro de Estaño, Raspit . . . . .	426
Cerro Sirena, Valencianit . . . . .	421
Chalkidike, Morphologie . . . . .	184
Champs la Joux, Tektonik . . . . .	363
China, Glossopterisflora . . . . .	426
Chrjatschewka, Diluvial- fauna . . . . .	16, 19, 22
Christburg, Diluvialfauna . . . . .	14
Cleve, Pliocän . . . . .	460, 526, 527
Clos du Doubs, Tektonik . . . . .	363
Cofrentes, Triasaufschluß . . . . .	402
Colle dell'Oca, Raibler Schichten . . . . .	542
Cöln, Braunkohlenformation . . . . .	521
Combe Capelle, fossiler Mensch . . . . .	146, 151
Concarena, Tektonik . . . . .	550
Coneios, Schwefelgänge . . . . .	9
Cormons, Eocän . . . . .	329
Cornelimünster, Gebirgs- druck . . . . .	108
Corrales, Goldquarzgänge . . . . .	208
Corsica, Trias . . . . .	38

	Seite
Crefeld, Miocän . . . . .	524
Cro-Magnon, fossiler Mensch . . . . .	152
Crosara, Oligocän . . . . .	332
Cukali, Jura . . . . .	190
Culitzsch, Quarzgänge . . . . .	214
Cuniapiru, Goldquarzgänge . . . . .	208
Czenstochau, Glazial- diluvium . . . . .	530
Czernikau, Morphologie . . . . .	160

**D.**

Dabriča, Eocän . . . . .	334
Dahl, Lenneschiefer . . . . .	122, 369, 374
Dalheim, Bohrung . . . . .	513
Dalmatien, Jura- Hornsteinkalk . . . . .	478
—, Tektonik . . . . .	191
Dänemark, postglaziale Hebung . . . . .	74
Darmstadt, Exkursionen . . . . .	475
—, Hauptversammlung . . . . .	430
—, Wasserversorgung . . . . .	432
Deutsches Reich, geologische Karte . . . . .	464
Deutschland, Diluvialfauna . . . . .	27
Deutsch-Südwestafrika, Quarzgänge . . . . .	231
— —, Kupfererzlagerstätte . . . . .	240
Dhün, Oligocän . . . . .	518
Dhünthal, Tektonik . . . . .	114
Dingden, Miocän . . . . .	511, 521
Dinkelberg, Tektonik . . . . .	358
Dithmarschen, Artefakte . . . . .	250, 620
—, Diluvium . . . . .	592, 594
—, Interglazial . . . . .	502
Dnjepr, junge Bewegungen . . . . .	320
Dobritz, Felsitporphyr . . . . .	361
Donau, Talbildung . . . . .	318
Dordogne, Diluvialfauna . . . . .	27
—, fossiler Mensch . . . . .	153
Dorlar, Oberdevon . . . . .	103, 109
Dorm, Tektonik . . . . .	269
Dortmund, Pludisten . . . . .	356, 357
Duisburg, Oligocän . . . . .	511, 517
Dunsum, ältere Grundmoräne . . . . .	592
Durango, Wolframit . . . . .	427
Dürboslar, Pliocän . . . . .	528
Dürbusch, Siegener Schichten . . . . .	135
Drenthe, Tertiär . . . . .	514, 516
—, Miocän . . . . .	525
Dwina, Glossopterisflora . . . . .	425

<b>E.</b>	Seite
Ebbegebirge, Ebbesattel . . .	116
—, Geol. Karte . . .	112
—, Tektonik . . .	116, 365
erbach, Harnische . . .	508
Eberstadt, Gabbro . . .	476
Eckenhagen-Wildberg, Unterdevon . . .	136
Egen, Lüdenscheider Mulde . . .	116
—, Tektonik . . .	363
Eger, Talbildung . . .	318
Ehrenbreitenstein, Tal- terrassen . . .	617
Eibenstock, Granitmassiv . . .	175, 214
—, Quarzgänge . . .	217
Eibischsteine, Alaun . . .	437, 448
Eichenberg, Bruchzone . . .	270
Eifel, Cultrijugatuszone . . .	117
—, Mitteldevon . . .	124
Eiland, chem. Verwitterung . . .	433
Eileringsen, Lenneschiefer . . .	371
Einbeck, Tektonik . . .	269
Einsiedlerstein, Alaun . . .	437
Eimberg, Quarzgänge . . .	206
Eime, Tertiärschollen . . .	295
Eiringhausen, Lenneschiefer . . .	122
Eisern, Siegener Schichten . . .	103, 105
Elba, Adular . . .	424
Elberfeld-Barmen, Lenne- schiefer . . .	125
— —, Tektonik . . .	114
Elbsandsteingebirge, Ver- witterung . . .	429
El Frasno, Trias . . .	162
Elm, Tektonik . . .	269, 492
Elmpter Wald, Paleocän . . .	512
Elsheim, Meeressand . . .	448
Elspe, Adorferkalk . . .	106
Engelskirchen, Gedinnien . . .	135, 136
Ennepetal, Geol. Karte . . .	112
England, Diluvialfauna . . .	27
—, Phacopiden . . .	326, 329
Epirus, Lias . . .	472
Eppelsheim, Fauna . . .	452, 457
Erkelenz, Oligocän . . .	518
Erkrath, Oberoligocän . . .	511
Erzgebirge, Quarzflammen in Glimmerschiefer . . .	233
—, Quarzgänge, eruptive . . .	175
Escalona, Ophite . . .	404
Eschweiler, Oligocän . . .	518
Essen, Cenoman . . .	356, 357

<b>F.</b>	Seite
Fallersleben, Tektonik . . .	269
Faudon, Eocän . . .	338
Feldstein, Verwitterung . . .	430, 444
Ferbigs Mühle, Quarzgänge . . .	206
Fetzberg, Basalt . . .	301
Finkenwalde, Tektonik . . .	159
Finne, alter Ilmlauf . . .	503
Finthen, Diluvium . . .	606
Flonheim, Tertiär . . .	484
Flottbeck, Interglazial . . .	408
Flügelwände, Verwitterung . . .	467
Föhr, Diluvium . . .	587
—, Muschelherde . . .	260
Formosa, Erdbeben . . .	552
Foxdale, Granulitgebirge . . .	229
Fraennemark, Strandlinien . . .	48, 58
Frankenhöhe, Morphologie . . .	318
Frankenjura, Morphologie . . .	318
Frankenstein im Odenwald, Gabbroaplit . . .	476
Frankfurt a. M., Wasserver- sorgung . . .	432
Frankreich, Diluvialfauna . . .	27
—, Phacopiden . . .	327
Franz-Josefs-Land, Holzreste, fossile . . .	164
Freden, Tertiärschollen . . .	295
Freiburg i. Schl., Devon . . .	35
Frenois, Tektonik . . .	365
Freudenberg, Siegener Schichten . . .	105
Frienstein, Alaun . . .	437
Fritzlar, Basalt . . .	308
Frohnhausen, Cenoman . . .	356, 357
Fulda, Flußschotter . . .	290
—, Graben . . .	269
—, Talbildung . . .	283
—, Pliocän . . .	287, 575
Fürberg, Gosaukreide . . .	15

<b>G.</b>	
Gaas, Eocän . . .	335
Gadernheim, Granatfels . . .	477
Galizien, Schwefellager . . .	9, 11
Galley Hill, fossiler Mensch . . .	148, 152
Gandersheim, Pliocän . . .	292
Gänsbrunnen, Tektonik . . .	359
Garbenteich, Trapp . . .	487
Geigenbachtal, Quarzgänge . . .	195
Gelderland, Miocän . . .	524, 525
Geldern, Miocän . . .	524
Gelterkinden, Tektonik . . .	355



	Seite
General Roca, <i>Calianassa</i> . . .	39
Gerhardsreit, Gosaukreide . . .	15
Gerrersheim, Oberoligocän . . .	511
Gersfeld, Basalt . . . . .	310
Gerterode, Basalt . . . . .	302
Gessolungo-Trigona, Schwefellager . . . . .	11
Gevelsberg, Sattel . . . . .	120
Giebel, Tektonik . . . . .	114
Gießen, Exkursion . . . . .	486
Gik-Salgan, Schwefelgänge . . .	9
Gladenbach, Unterkoblenz- fauna . . . . .	167
Gleitmannshorn, Alaun . . . .	437
Glinde, Interglazial . . . . .	177, 410
—, Torfflöze . . . . .	177, 410
Goes, Pliocän . . . . .	243
Göhrenberg, Molasse . . . . .	530
—, Tektonik . . . . .	536
Goldsteig i. Sa., Alaun . . . .	437, 444
—, Verwitterung . . . . .	431
Goldstein i. Sa., Alaun . . . .	437
Gorge d'Enfer, Diluvialfauna . .	27
Gorkum, Pliocän . . . . .	243
Gößweinsteinst., Morphologie . .	319
Gostge, Quelle . . . . .	457
Gotingkliff, Diluvium . . . . .	587
—, Muschelherde . . . . .	260
Gotland, Tektonik . . . . .	69
Gotthardgebiet, Quarzgänge . . .	232
Grabowtal, Morphologie . . . .	158
Grafenberg, Oberoligocän . . . .	511
Gramenz, Moor . . . . .	158
Graslitz, Quarzgänge . . . . .	217
Graudenz, Diluvialfauna . . . .	14, 15
Grave, Pliocän . . . . .	243, 526
Greifswald, Morphologie . . . .	160
Greifswalder Oie, Abrasions- terrasse . . . . .	75, 566
— —, Morphologie . . . . .	75, 566
Grevenbrück, Massenkalk . . . .	106
Grönland, alte Strandlinien . . .	73
Grootfontein, Stratigraphie . . .	244
Grosche, Diluvialfauna . . . . .	22
Grossalmerode, Basalt . . . . .	307
—, Tertiär . . . . .	273
Groß-Britannien s. England.	
Großenlöder, Graben . . . . .	269
—, Talbildung . . . . .	283
Großer Bärenstein, chem. Verwitterung . . . . .	433
Groß-Gerau, Erdbebenherd . . . .	615
Gr.-Häuslingen, Salzlager . . . .	274
Großny, Schwefelgänge . . . . .	9

	Seite
Gr.-Rhüden, Tertiär . . . . .	287
Gr.-Sachsen, Ganggranit . . . .	478
Gr.-Schneen, Leineschotter . . .	284
Gr.-Waplitz, Diluvialfauna . . .	20
Grotte des enfants, fossiler Mensch . . . . .	146
Gruppe, Diluvialfauna . . . . .	14, 15, 34
Guanajuato, seltene Silikate . . .	420, 425
Guchab, Kupfererzlagerstätte . . .	245
—, Kupfererzproduktion . . . .	249
Günsberg, Tektonik . . . . .	340

## H.

Habichtswald, Basalt . . . . .	310
—, präoligocäne Land- oberfläche . . . . .	267
—, Tertiär . . . . .	268
Hagen i. Westf., Geologische Karte . . . . .	112
— — —, Tektonik . . . . .	114
Halver, Lüdenscheider Mulde . . .	116
—, Tektonik . . . . .	115, 119
Hamburg, Torfflöze . . . . .	406
Hameln, Terrassen . . . . .	289
Hannover, Dislokationen . . . .	264
—, Salzlager . . . . .	272, 495
—, Salzton . . . . .	631
—, Talbildung . . . . .	264
Hansa Silberberg, Salzlager . . .	495
Harz, oligocäne Störungen . . . .	277
—, Phacopiden . . . . .	326, 335
—, präoligocäne Landober- fläche . . . . .	266
—, Salzton . . . . .	629
—, Verwitterungserschei- nungen . . . . .	451
—, Wellenfurchen . . . . .	201
Harzrand, Tertiäreinbrüche . . .	294
Harzvorland, diluviale Störungen . . . . .	286
Hasselberg, alte Schotter . . . .	292
Hasseltal, alter Ilmlauf . . . . .	503
Haukuppe, Basalt . . . . .	303
Hegau, Molasse . . . . .	528
Heidelberg, fossiler Mensch . . .	151
—, Gesteinsklüfte . . . . .	503
Helden, Pliocän . . . . .	243
Helenaveen, Pliocän . . . . .	243
Helligdommen, Strandlinien . . .	49
Heppenheimer, Klüfte . . . . .	503
Herbringhamer Talsperre, Lenneschiefer . . . . .	126

	Seite
Hereroland, Kupfererzlagers- stätte . . . . .	240
—, Stratigraphie . . . . .	244
Heringsstein, Alaun . . . . .	437
Hermannskar, Moränen . . . . .	16
Hermeshausen, Unterdevon . . . . .	461
Herrgottsberg, Uralitdiabas . . . . .	475
Herrnskretsch, Verwitterungs- erscheinungen . . . . .	463
Herscheid, geol. Karte . . . . .	112
—, Tektonik . . . . .	119
Hersfeld, Basalt . . . . .	302
—, Flußschotter . . . . .	290
Hervel, Basalt . . . . .	371
—, Tektonik . . . . .	129
Herzogowina, Tektonik . . . . .	191
Herzogenrath, rezente Ver- werfungen . . . . .	618
Hessen, Dislokationen . . . . .	264
—, Geologie . . . . .	433
—, Talbildung . . . . .	264
Heßler bei Wiesbaden, Hydrobientkalk . . . . .	485
Heuserberg, Tektonik . . . . .	168
Hiddensee, Tektonik . . . . .	64
Hillesheim, Eifelkalkmulde . . . . .	133
Hils, Tektonik . . . . .	277
Hinterhornbach, Tektonik . . . . .	2
Hinterpommern, Morphologie —, Tektonik . . . . .	76 157
Hirschberg i. Hessen, Basalt — —, Vereisung . . . . .	307 140
Hohenhain, Siegerner Schichten . . . . .	103, 105
Hohenlimburg, Geologische Karte . . . . .	112
—, Tektonik . . . . .	114
Hohentwiel, Tuffe . . . . .	528
Hoher Molmert, Tektonik . . . . .	119
Hoher Schneeberg, Alaun . . . . .	435
Hohes Licht, Tektonik . . . . .	2
Hohnstein i. Sa., Alaun . . . . .	436
Hohwald, Quarzgänge . . . . .	234
Holland, Diluvium . . . . .	500
—, junge Störungen . . . . .	619
—, Pliocän . . . . .	243, 452
—, Rudisten . . . . .	359
Holländisch-Limburg, Oligocän . . . . .	516
Holstein, Artefakte . . . . .	249, 551
—, Diluvium . . . . .	500, 592
Holzgau, Rauhewacke . . . . .	3
Holzwinden, Pliocän . . . . .	288
Homburg i. Hessen, Basalt . . . . .	310

	Seite
Homburg i. Hessen, Tertiär . . . . .	275
Homburg v. d. H., Gehänge- rutschungen . . . . .	609
Homert, Tektonik . . . . .	119
Honigsteinplateau, Verwitterung . . . . .	429
Höningen, Unterdevon . . . . .	197
Hönnetal, Geologische Karte . . . . .	112
Hörde, Rudisten . . . . .	356
—, Tektonik . . . . .	367
Höxter, Pliocän . . . . .	288
Hückeswagen, Lüdenscheider Mulde . . . . .	116
—, Tektonik . . . . .	115, 119
Huppen, Unterdevon . . . . .	137

# I (J).

Jagst, Talbildung . . . . .	318
Jannowitz, Terrassen . . . . .	139
Jasmund, Tektonik . . . . .	2
Java, Schwefel . . . . .	9
Iberisches Randgebirge, Palaeozoicum . . . . .	138
Jenesse, Glossopteris-Flora . . . . .	418
Jerxheim, Diluvialfauna . . . . .	15
Jessenitz, Salzlager . . . . .	495, 496
Igstadt, Graben . . . . .	609
Illueca, Buntsandsteinprofil . . . . .	51
—, Tektonik . . . . .	141
—, Trias . . . . .	155
Ilm, Diluvialer Lauf . . . . .	503
Indien, Alttertiär . . . . .	343
—, Glossopterisflora . . . . .	426
—, Phacopiden . . . . .	327
—, Stratigraphie . . . . .	216
Indischer Ozean, alte Strandlinien . . . . .	73
Inheiden, Wasserversorgung . . . . .	432
Johanngeorgenstadt, Granit- massiv . . . . .	175
Ionische Inseln, Geologie . . . . .	468
Jordan, Talbildung . . . . .	576
Josefsbad, Mineralquelle . . . . .	457
Irkutsk, Diluvialfauna . . . . .	26
Iserlohn, Geologische Karte . . . . .	112
Iskorosc, junge Störungen . . . . .	321
Island, alte Strandlinien . . . . .	73
Istrien, Tektonik . . . . .	191
Italien, Gyroporellenkalk . . . . .	471
—, Schwefellager . . . . .	9
Ithaka, Geologie . . . . .	468, 276
Ivrea, Amphibolit . . . . .	466
Jüchsen, Pliocän . . . . .	291

Jura, Schwäbischer und	Seite
Fränkischer, Morphologie . . .	318
—, Schweizer, Tektonik . . .	337

## K.

Kalabrien, Schwefellager . . .	10
Kalifornien, Geologie . . .	578
—, Scheelit . . . . .	427
Kaltenherberg, Sphärosiderit-	
schiefer . . . . .	131
Kama, Diluvialfauna . . . .	16
Kamben, Tektonik . . . . .	357
Kamenez-Masowsky,	
Diluvialfauna . . . . .	16
Kaiserberg bei Duisburg,	
Oligocän . . . . .	511
Kalkgraben, Devon . . . . .	35
Karpathen, Klippen . . . . .	389
—, Mesozoische Basalte . . .	164
Kasan, Diluvialfauna . . . .	16
Kasbach, Siegerner Schichten	105
Kassel siehe Cassel.	
Katanga, Dwykakonglomerat	626
—, Kupfererzlagertstätte . .	240
Kästrich, Wasserversorgung.	432
Katharinenburg, Diluvial-	
fauna . . . . .	26
Kattgat, Hebungen . . . . .	64
Kauffunger (Katzbach-) Tal,	
Grundmoräne . . . . .	139
Kaukasus, Schwefelgänge . . .	9
Kellborn, Mineralquelle . . .	457
Kellerwald, Heraushebung . .	278
—, Naumburger Graben . . .	269
—, Randverwerfungen . . . .	285
—, Silurische Trilobiten	
325, 326, 335	
—, Silur . . . . .	98, 462
—, Unterdevon . . . . .	461
Kephallonia, Mesozoicum	472, 480
Ketting, Basaltdurchbruch . .	371
Kierspe, Tektonik . . . . .	129
Kiew, Diluvialfauna . . . . .	16
Kirchberg i. Sa., Granit-	
massiv . . . . .	175, 208
Kirchhundem, Attendorner	
Mulde . . . . .	117
Klame, Tektonik . . . . .	119
Klaswipper, Tektonik . . . . .	119
Kl.-Baldrum, Diluvialfauna . .	20
Klein-Pom, Obsidian . . . . .	78
Kleinsassen, Basalt . . . . .	310
Kleve, Pliocän . . . . .	460, 526, 527

Klondike, Granulitgebirge . .	Seite
229	
Klusen, Tektonik . . . . .	338
Knüllgebirge, Basalte . . . .	304
—, Morphologie . . . . .	300
Knüppelberg, Tektonik . . . .	363
Koblenz, Pliocän . . . . .	495
Kocher, Morphologie . . . . .	318
Kolberg, Morphologie . . . . .	160
Kolkhagen, Salzhorst . . . . .	274
Kongo, Dwykakonglomerat . .	626
Kongostaat, Kupfererzlager-	
stätte . . . . .	240
König-Karls-Land, Jura-	
holzreste . . . . .	163
Königstein, Brunnen . . . . .	457
Kordilleren, Emporwölbung . .	220
Korfu, Geologie . . . . .	276
—, Lias . . . . .	472
Köslin, Tektonik . . . . .	159
Kotelny, Fossile Holzreste . .	164
Kottengrün, Quarzgänge . . .	206
Kraichgau, Gesteinsklüfte . .	510
Krapina, Fossiler Mensch . .	152
Krassnojarsk, Diluvialfauna . .	26
Krebsöge, Tektonik . . . . .	113
Krefeld siehe Crefeld	
Kreuzberg, Tektonik . . . . .	119
Krippenbachtal, Alaun . . . .	437
Kulm, Diluvialfauna . . . . .	23
Kupferberg, Tektonik . . . . .	119
— i. Schl., Oberflächen-	
formen . . . . .	139
Küstrin, Tektonik . . . . .	69
Kunersdorf, Quarzgänge . . .	213
Kuznezsk, Fossile Pflanzen . .	418

## L.

Laacher See, Eruption . . . . .	Seite
235	
Laasphe, Oberdevon . . . . .	110
Labrador, Schollen-	
bewegungen . . . . .	237
Lägerndorf, Diluvium . . . . .	500
Lainakgebirge, Tektonik . . .	291
Lamberbusch, Sphärosiderit-	
schiefer . . . . .	131
Lamitzmühle, Chamositlager	155
Langer Grund, Alaun . . . . .	437
Längmatt, Tektonik . . . . .	354
Langowan, Schlammvulkane	506
La Plata, Gneis . . . . .	84
Laubequelle, Mineralquelle . .	457
Lauenburg, Interglazial . . . .	178
—, marines Interglazial . . . .	408

	Seite
Lauenburger Kuhgrund, Torf- flöze . . . . .	410
Lausitz, Interglazial . . . . .	502
—, Zittavit . . . . .	419
Lauter, Wasserversorgung . . . . .	432
Leba, Morphologie . . . . .	160
Lech, Tektonik des Allgäus . . . . .	2
Lechtal, Diluvium . . . . .	15
Leichlingen, Oberoligocän . . . . .	511
—, Tektonik . . . . .	113, 364
Leinetal, Graben . . . . .	294
—, Tektonik . . . . .	269
Lengsfeld, Quarzgänge . . . . .	208
Lenne, Lenneschiefer . . . . .	362
—, Hohenhöfer Schichten . . . . .	114
Lennep, Tektonik . . . . .	113
Lerskred Batteri, Strandlinien . . . . .	48
Letmathe, Mitteldevon . . . . .	124
—, Wellenfurchen . . . . .	201
Leuchtholz, Chamositlager . . . . .	155
Leukas, Geologie . . . . .	276
Ljachow-Insel, Diluvialfauna . . . . .	25
Libysche Wüste, Windkanter . . . . .	410
Lich, Bolus im Tuff . . . . .	488
Lichtenau i. H., Leinetal- graben . . . . .	269
— —, Tektonik . . . . .	278
— —, Tertiär . . . . .	273
— i. Sa., Hornfels . . . . .	214
Liebau, Culmkonglomerat . . . . .	192
Liebhards, Basalttuff . . . . .	312
Liebichau, Devon . . . . .	35
Ließem, Polierschiefer . . . . .	234
Lilienstein, Steingitter . . . . .	444
Lindenau, Quarzgänge im Phyllit . . . . .	216
Lindener Mark, Manganerz- lagerstätte . . . . .	486
Lindlar, Tektonik . . . . .	376
Linz, Siegener Schichten . . . . .	105
Locarno, Mischgesteinszone . . . . .	186
Lohmen, Alaun . . . . .	436
Loire, Obercarbon . . . . .	419
Lôu, Obsidian . . . . .	77
Louisiana, Schwefellager . . . . .	9
—, Salzlager . . . . .	493, 496
Lübtow, Terrassen . . . . .	80
Lucherberg, Oligocän . . . . .	518
Lüdenscheld, geolog. Karte . . . . .	112
—, Lüdenschelder Mulde . . . . .	116
—, Tektonik 114, 116, 119, 133, 367	
Lüder, Talbildung . . . . .	283
Lüderich, Tektonik . . . . .	376
Ludwigseck, Graben . . . . .	304

	Seite
Ludwigshafen, Molasse . . . . .	523
Lukmanierpaß, Quarzgänge . . . . .	234
Lüneburg, Horst . . . . .	274
—, Tektonik . . . . .	274, 494
Lupow, Morphologie . . . . .	160
Lüttich, Verwerfung . . . . .	617
Lüttringhausen-Ronsdorf, Tektonik . . . . .	114

## M.

Maasbree, Bohrung . . . . .	513
Maastricht, <i>Hippurites</i> . . . . .	357
Madanzig-Wiesen, Terrassen . . . . .	80
Mädele-Gabel, Ferner . . . . .	18
Madüe, Terrassen . . . . .	79
Madüe-Furche, Morphologie . . . . .	160
Maglemose, Artefakte . . . . .	264
Main, Talbildung . . . . .	575
Mainau, Tertiär . . . . .	434
Maintal, junge Verwerfung . . . . .	608
Mainz, junge tektonische Be- wegungen . . . . .	607
—, Wasserversorgung . . . . .	432
Mainzer Becken, Diluvium . . . . .	605
— —, Gliederung des Neo- gens . . . . .	235
— —, Stratigraphie . . . . .	433, 444, 461, 480
Maitland-Inseln, Obsidian . . . . .	78
Malapane, Talentwicklung . . . . .	538
Man, Granulitgebirge . . . . .	229
Marburg, Unterdevon . . . . .	461
Mariendaal, Pliocän . . . . .	526
Marieneide, Tektonik . . . . .	129
Markoldendorf, Tektonik . . . . .	269
Markusmühle, Sphärosiderit- schiefer . . . . .	131
Maros-Ujvas, Salzlager . . . . .	493
Mauer, fossiler Mensch . . . . .	151
Mayschoß, Wellenfurchen . . . . .	200
Mecklenburg, Endmoränen . . . . .	7
—, Klappersteine . . . . .	12
—, Salzlager . . . . .	495
Meinerzhagen, Cultrijungatus- zone . . . . .	116
—, geologische Karte . . . . .	112
—, Lüderichschichten . . . . .	125
—, Meinerzhagener Sandstein . . . . .	117
—, Tektonik . . . . .	129
—, Unterdevon . . . . .	136
Meiningen, Pliocän . . . . .	291
Meißen, Pechstein . . . . .	361
Melrichstadt, Pliocän . . . . .	576

	Seite
Menden, geologische Karte . . .	112
Menthen, Diluvialfauna 14, 15, 34	
Merdita, Eruptivgebiet . . .	190
Meseta, Palaeozoicum . . .	138
Messel, Braunkohle . . .	479
Mevel, Pliocän . . .	243
Mexiko, Geologie . . .	578
—, Lavahöhle . . .	161
—, Schwefelgänge . . .	9
—, seltene Silikate . . .	420, 425
Michaelisdonn, Artefakte . . .	250, 551, 620
Mill, Pliocän . . .	526
Millich, Paleocän . . .	512
Milseburg, Phonolith . . .	311
Minahassa, Vulkanausbruch . . .	228, 505
Minas, Goldquarzgänge . . .	208
—, Phyllit . . .	96
Minas Geraes, Raspit . . .	425
Mindelsee, Molasse . . .	523
—, Verwerfung . . .	542
Mitrovica, Tektonik . . .	191
Mittelmeer, Einbruch . . .	411
Mittelrhein, Cultrijugatuszone . . .	117
—, Harnische und Klüfte . . .	496
—, Verwerfungen . . .	496
Mittweida, Konglomeratgneis . . .	192
Möen, Tektonik . . .	64
Mok, Obsidian . . .	78
Molenbeersel, Pliocän . . .	528
Montagne Pelée, Andesit . . .	222
Monte Hermoso, fossiler Mensch . . .	147
Montenegro, Tektonik . . .	191
Monterde, Muschelkalk . . .	152
Monte Somma, Kalkauswürflinge . . .	225
Montevideo, Grundgebirge . . .	82
Mora de Ebri, Muschelkalk 39, 391	
Morata, Keuper . . .	79
—, Trias . . .	165
Morés, Trias . . .	70, 162
Mosbach, Diluvialfauna . . .	15
—, Diluvium . . .	605
Mount-Lofty-Range, cambrische Eiszeit . . .	223
Mühlberg i. Sa., Quarzgänge . . .	221
Mülheim a. d. Ruhr, Oligocän . . .	511
Mümliswil, Tektonik . . .	338
München-Gladbach, Oligocän . . .	511
Mull, mesozoische Basalte . . .	164
Myssy, Diluvialfauna . . .	16

N.	Seite
Nachrodt, Lenneschiefer . . .	122
Nackenheim, Tertiär . . .	481
Namaland, Stratigraphie . . .	244
Nanzhausen, Unterkoblenz . . .	168
Naumburg, Basalt . . .	308
Neandertal, fossiler Mensch . . .	152
—, Hornsteingerölle . . .	515
Neuenherweg, Lenneschiefer . . .	122
— —, Tektonik . . .	130
Neuenrade, Lüdenscheider Mulde . . .	116
—, Tektonik . . .	114
Neues Land bei Bremen, Salzlager . . .	496
Neu-Moresnet, Lenneschiefer . . .	136
Neusibirische Inseln, Holzreste, fossile . . .	164
Neustadt a. d. Wied, Siegenger Schichten . . .	104, 105
Nexö, Strandlinien . . .	48
Niederhessen, Basalt . . .	307
—, Dislokationen . . .	266
Niederhessische Senke, Morphologie . . .	300
— —, Tertiär . . .	267
Niederkalifornien, Geologie . . .	578
Niederlande, junge Störungen . . .	619
—, Tertiär . . .	514, 521
Niedermöllern, alter Ilmlauf . . .	503
Niederramstadt, Hornfels . . .	479
Niederrhein, Braunkohlenformation . . .	445
—, Gliederung des Neogen . . .	235
—, junge Störungen . . .	619
—, Kieseloolithschichten . . .	452
—, Krustenbewegungen . . .	298, 619
—, Tertiär . . .	235, 458
—, Tertiärfacies . . .	509
Niederschlesien, Devon . . .	35
Nierstein, Rupelton . . .	481
Nil, Talbildung . . .	576
Nimwegen, Miocän . . .	525
Nizza, Eocän . . .	339
Nordalbanien, Tektonik . . .	189
Nordamerika, Obersilur . . .	325, 327
—, Raspit . . .	425
—, Salzlager . . .	493
Norddeutsches Tiefland, Glazialdiluvium . . .	175
Norddeutschland, Radioliten . . .	267, 357
—, Salzlager . . .	490
Nordeuropa, Rudisten . . .	356



	Seite
Nordhammeren, marine Grenze . . . . .	399
Nordkloster, Landhebung . . . . .	65
Nord-Louisiana, Salzlager . . . . .	493
Nordstern, rezent. Verwerfungen . . . . .	618
Nordwestdeutschland, Salzlagerstätten . . . . .	267, 357
Nörenberg, Morphologie . . . . .	160
Normandie, Eocän . . . . .	343
Nosbach, Unterdevon . . . . .	137
Novibazar, Tektonik . . . . .	191
Nubien, Windkanter . . . . .	413
Nufenenpaß, Zoisitphyllit . . . . .	464
Nütterden, Pliocän . . . . .	460, 526

O.

Oase Khargeh, Zeugenberg . . . . .	413
Oberaula, Basalt . . . . .	281, 282
—, Graben . . . . .	269, 272, 282, 305
Ober-Blasdorf, Culm-konglomerat . . . . .	192
Oberbrügge, Lenneschiefer . . . . .	130
Obergrund, Mineralquelle . . . . .	457
Oberkaufungen, Tektonik . . . . .	278
Ober-Kunzendorf, Devon . . . . .	35
Oberschlema, Granitmassiv . . . . .	221
Oberschlesien, Schwefellager . . . . .	9
Oberstadtfeld, Unterkoblentz . . . . .	172
Oberstenweiler, Molasse . . . . .	530
Oberwiehl, Tektonik . . . . .	365
Ober-Yssel, Miocän . . . . .	525
—, Tertiär . . . . .	514, 516
Odenwald, Gesteinsspalten . . . . .	503, 508
—, krystalline Gesteine . . . . .	467
Oderbruch, Tektonik . . . . .	69
Odertal, Morphologie . . . . .	160
—, Tektonik . . . . .	159
Offenbach, Corbículaschichten . . . . .	439
—, Wasserversorgung . . . . .	432
Ogliotal, Tektonik . . . . .	540
Ohlsdorf, Torfflöze . . . . .	410
Öhningen, Molasse . . . . .	530
Olenek, Diluvialfauna . . . . .	26
Olpe, Attendorner Mulde . . . . .	117
—, Cultrijugatuszone . . . . .	373
—, Tektonik . . . . .	365
Om-el-Geneiem, Zeugenberg . . . . .	413
Omsk, Diluvialfauna . . . . .	26
Opladen, Oberoligocän . . . . .	511
—, Oligocän . . . . .	518
Oppenheim, junge Verwürfe . . . . .	611
Osning, oligocäne Störungen . . . . .	277

	Seite
Ormoy, Tertiär . . . . .	450
Osnowo, Diluvialfauna . . . . .	23
Ostafrika, Mangrove . . . . .	382
Ostheim, Pliocän . . . . .	576
Ostpreußen, diluviale Störungen . . . . .	195
—, Diluvium . . . . .	195, 500
Ostseebecken, Hebung . . . . .	159
Otavi, Kupferzlagerstätte . . . . .	240, 154
Otyozonyati, Kupferführ. Quarzgänge . . . . .	231
Overath, Siegener Schichten . . . . .	135
Oviedo, Reisebeobachtungen . . . . .	558, 564
Oybin, Alaun . . . . .	437

P.

Palästina, Talterassen . . . . .	576
Pariser Becken, Tertiär . . . . .	450
Passagem, Goldquarzgänge . . . . .	231
Passo del Uomo, Granit . . . . .	467
Peel, Miocän . . . . .	525
—, Paleocän . . . . .	512
Peloponnes, Morphologie . . . . .	184
Persante, Morphologie . . . . .	160
Persien, Glossopterisflora . . . . .	425
Petschora, fossile Flora . . . . .	418, 425
Pfälzer Wald, Klüfte . . . . .	499, 503, 518
—, Verwitterungserscheinungen . . . . .	467
Philippinen, Falten . . . . .	402
Pico de Teyde, Schwefel . . . . .	9
Pikermi, Fauna . . . . .	458
Pirna, Cenoman . . . . .	452
—, Überquader . . . . .	453
Plattenau, Gosaukreide . . . . .	15
Plauen, Quarzgänge . . . . .	195
Plettenberg, Tektonik . . . . .	119
Plöne-See, Morphologie . . . . .	160
—, Pfahlbauten . . . . .	80
Podolance, Durchbruchstal . . . . .	322
Podolien, allgemeine Hebung . . . . .	327
—, Diluvialfauna . . . . .	16
Polen, Glazialdiluvium . . . . .	530
Pollnow, Morphologie . . . . .	157
Pom Lin, Obsidian . . . . .	78
Pommern, Endmoränen . . . . .	7
—, Tektonik . . . . .	157
Posen, marines Präglazial . . . . .	500
Pötzscha-Weissig, Alaun . . . . .	444
Prebischor, Entstehung . . . . .	463
Priorey-Dahl, Tektonik . . . . .	114
Prisdorf, Interglazial . . . . .	178



	Seite
Puebla, Lavahöhle . . . . .	161
Purdertal, Tektonik . . . . .	114
Pylos, Mesozoicum . . . . .	481
Pyrenäen, Quarzgänge . . . . .	229
Pyrenäenhalbinsel, Trias . . . . .	38

## R.

Rabenklinte, Unterschiebungen . . . . .	3
Radevormwald, Lenneschiefer . . . . .	122
—, Tektonik . . . . .	113, 363
Rainwiese, Verwitterung . . . . .	467
Ramsau, Werfener Schichten . . . . .	553
Ramsbeck, Unterdevon . . . . .	102
RandklöveSkaar, Strandlinien . . . . .	48
Randfluh, Tektonik . . . . .	341
Rastenbergl, Ilmlauf . . . . .	503
Ratheim, Paleocän . . . . .	512
Rathen, Verwitterungserscheinungen . . . . .	429, 436
Ratingen, Oligocän . . . . .	511
Rauhgerl, Tektonik . . . . .	1
Rauenstein, Alaun . . . . .	436, 439, 443
Rauschenstein, Alaun . . . . .	437, 444, 450
Rebesgrün, Quarzgänge . . . . .	207
Regenstein, Verwitterung . . . . .	451
Regenwalde, Morphologie . . . . .	160
Reinbek, Torflöze . . . . .	410
Reinhardtsgrimma, Cenoman . . . . .	452
Remlingrade, Lenneschiefer . . . . .	126
Remscheid, Gebirgsbau . . . . .	113
—, Tektonik . . . . .	363
—, Lenneschiefer . . . . .	125
Remscheider Sattel . . . . .	128
Rheda i. Pomm., Morphologie . . . . .	160
Rhein, Alter . . . . .	293, 297
—, Harnische . . . . .	496
—, Klüfte . . . . .	496
Rheinberg, Miocän . . . . .	524
Rheinessen, Tertiär . . . . .	434
—, Verwerfungen . . . . .	496
Rheinisches Schiefergebirge, Gebirgsdruck . . . . .	98
— —, Hebung oder Senkung . . . . .	233, 604
— —, Phacopiden . . . . .	326
— —, Randverwerfungen . . . . .	278
— —, Unterdevon . . . . .	196, 461, 487
Rheintalgraben, Verwerfungen . . . . .	496
Rhön, Basalt und Phonolith . . . . .	310
—, Braunkohlenformation . . . . .	445
—, Dislokationen . . . . .	285

	Seite
Rhön, Pliocän . . . . .	576
Riedel, Kalisalzlager . . . . .	272
Riesengebirge, Culmkonglomerat . . . . .	191
—, Oberflächenformen . . . . .	139
Rinteln, Talterrassen . . . . .	289
Rio Albaida, Durchbruchstal . . . . .	415
— Cabriel, Trias . . . . .	402
— de Chelva, Triasaufschluß . . . . .	402
— Grio, Keuper . . . . .	79
— Negro, Calianassa . . . . .	39
Rivera, Goldquarzgänge . . . . .	208
Rixdorf, Diluvialfauna . . . . .	15, 23
Rochusberg, Terrassen . . . . .	606
Rodderberg, Eruption . . . . .	235
Rodewisch, Quarzgänge . . . . .	207
Rolfsbüttel, Salzhorst . . . . .	270
Rolfshagen, Salzlager . . . . .	495
Rolshausen-Altenvers, Unterkoblenz . . . . .	168
Romagna, Schwefellager . . . . .	10, 11
Rönkhausen, Lenneschiefer . . . . .	130
Rönsahl, Tektonik . . . . .	129
Ronsdorf, Tektonik . . . . .	114
Rosa, Pliocän . . . . .	291
Rosental, Bohrung . . . . .	513
Rosić, Eocän . . . . .	334
Rotenburg i. Hessen, Basalt . . . . .	302
Rothenkirchen, Quarzgänge . . . . .	213
Rott, Tone von . . . . .	234, 445, 459
Royuela, Trias . . . . .	169
Rudelstadt, Oberflächenformen . . . . .	139
Rüdersdorf, Tektonik . . . . .	7
Rügen, Morphologie . . . . .	569
—, Tektonik . . . . .	1, 64
Rügenwalde, Morphologie . . . . .	160
Ruhrkohlenbecken, Tektonik . . . . .	618
Ruhrtal, geologische Karte . . . . .	112
Rußland, Diluvialfauna . . . . .	16
—, fossile Flora . . . . .	418

## S.

Saale, Alte . . . . .	293
Sachsen, Kreide, Oberflächenformen . . . . .	429
Sächsisches Granulitgebirge . . . . .	229
Sächsisches Schweiz, Talbildung . . . . .	500
— —, Verwitterungserscheinungen . . . . .	429
Säget, Tektonik . . . . .	346
Salairka, Diluvialfauna . . . . .	26

	Seite		Seite
Salei, Basalt . . . . .	371	Schottische Inseln, mesozoische Basalte . . . . .	164
Saltuna, marine Grenze . . . . .	398	Schottland, alte Strandlinien . . . . .	73
Salzbrunn, Bad, Devon . . . . .	35	Schrammsteingebiet, Alaun . . . . .	437
Salzderhelden, Leinetalgraben . . . . .	296	Schulau, Torfflöze . . . . .	406
Samland, diluviale Störungen . . . . .	195	Schwabenjura, Hebung . . . . .	318
San Bernardino-Paß, Trias-dolomit im Granit . . . . .	467	Schwäbisch-Bayerische Hochfläche, Verwerfungen . . . . .	534
S. Bonnet, Eocän . . . . .	338	Schwachenwalde, Morphologie . . . . .	160
S. Bovo, Eocän . . . . .	342	—, Tektonik . . . . .	159
Sandvig, Strandlinien . . . . .	48	Schwarzwald, Tektonik . . . . .	358
St. George-Insel, Obsidian . . . . .	77	Schweden, Erdbeben . . . . .	66
St.-Gérard-le-Puy, Unter-miocän . . . . .	453	—, Rudisten . . . . .	359
St. Goar, Pliocän . . . . .	459	Schweiz, Seewenschichten . . . . .	11
St. Michaelisdonn, Artefakte . . . . .	250, 551, 621	—, Tessiner Gneise . . . . .	186
St. Patrick-Insel, Obsidian . . . . .	78	Schweizer Jura, Tektonik . . . . .	337
Sansibar, Mangrove . . . . .	383	Schwelm, Sattel . . . . .	120
Santa Maura, Geologie . . . . .	276	Schwengimatt, Tektonik . . . . .	353
Santander, Tektonik . . . . .	564	Schwerin i. P., Morphologie . . . . .	160
Sardinien, Trias . . . . .	38	Schwetz, Diluvialfauna . . . . .	15, 20
Sarepta, Diluvialfauna . . . . .	26	Seelow, Terrassen . . . . .	80
Sarstedt, Salzlager . . . . .	496	Seesen, Pliocän . . . . .	292
Saßnitz, Tektonik . . . . .	1	—, Tertiär . . . . .	287, 292
Saucats, Oligocän . . . . .	451	Seiffersdorf, Glazialformen . . . . .	139
Saubach, alter Flußlauf . . . . .	503	Savinghausen, Cenoman . . . . .	247
Sauerland, Devon . . . . .	98	Sibirien, Diluvialfauna . . . . .	16, 26
—, Lenneschiefer . . . . .	111, 134	—, permocarbonische Pflanzen . . . . .	418, 266
—, Unterdevon . . . . .	135	Siebenbürgen, Salzlager . . . . .	490, 493
Schalksmühle, Tektonik . . . . .	115	—, Tertiär . . . . .	454
Schandau, Mineralquelle . . . . .	456	Siebengebirge, Vallendarer Stufe . . . . .	234, 522
Scheda, Basalt . . . . .	371	Siedlinghausen, Unterdevon . . . . .	101
Schiffenberg, Trappglas . . . . .	487	Siegburg, Tektonik . . . . .	376
Schlawe, Morphologie . . . . .	160	Siegerland, Devon . . . . .	98
Schlebusch, Oligocän . . . . .	511	—, Unterdevon . . . . .	135
Schleswig-Holstein, Diluvium . . . . .	500	Sierra von Guanajuata, Raspit . . . . .	425
— — s. auch Holstein.		Sinai, Carbon . . . . .	594
Schliersee, Seerenschichten . . . . .	11	Singhofen, Unterkoblenz . . . . .	172
Schlottwitz, Cenoman . . . . .	452	Silberberg, Quarzgänge . . . . .	232
Schlüchtern, Affenschädel . . . . .	463	Silberwand, Verwitterungserscheinungen . . . . .	467
Schneeberg i. Sa., Pinit . . . . .	178	Sizilien, Schwefellager . . . . .	8
— —, Quarzgänge . . . . .	221	Skandinavien, alte Strandlinien . . . . .	73
Schmiedefeld, Eisenerzlager . . . . .	155	—, Hebungen . . . . .	64
Schmiedenmatt, Tektonik . . . . .	353, 355	—, Schollenbewegungen . . . . .	237
Schmilka, Alaun . . . . .	437, 450	—, Talbildung . . . . .	500
—, Quelle . . . . .	457	Skye, mesozoische Basalte . . . . .	164
Schönau i. Hessen, Wasserversorgung . . . . .	432	Slawonien, Tektonik . . . . .	191
— i. Kellerwald, Unterdevon . . . . .	461	Södra Helsö, Landhebung . . . . .	65
— i. Schl., Grundmoräne . . . . .	139	— Lingö, Landhebung . . . . .	65
— b. Schwetz, Diluvialfauna . . . . .	20	Solingen, Tektonik . . . . .	114
Schonen, Hebung . . . . .	67	Sollberg, Basalt . . . . .	302
Schönlanke, Morphologie . . . . .	160		
Schönwarling, Diluvialfauna . . . . .	20		

	Seite
Söllerköpfe, Plattenkalk . . .	5
Solling, Tektonik . . .	264, 294
Sollmatt, Tektonik . . .	362
Soputan, Ausbruch . . .	228, 505
Soetenich, Mitteldevon . . .	133, 373
Spanien, Eocänfauna . . .	329
—, Reisebeobachtungen . . .	557
—, Trias . . .	38, 372
Spessart, Granulitgebirge . . .	229
Spiekeroog, Wellenfurchen . . .	198
Spitzbergen, Holzreste, fossile . . .	164
Spy, fossiler Mensch . . .	152
Ssamara, Diluvialfauna . . .	16
Stade, Transgressionen . . .	494
Städt. Dittersbach, Diabas- porphyr . . .	193
Staßfurt, Salzton . . .	629
Steeg, Hauptdolomit . . .	4
Steig, Kontaktmetamorphose . . .	176
Steimel, Tektonik . . .	376
—, Unterdevon . . .	136
Steinau, Affenschädel . . .	463
Steinburg i. Thür., alter Ilm- lauf . . .	503
Steinhorn im Kellerwald, Unterdevon . . .	461
Steißlingen, Molasse . . .	523
Stettin, Morphologie . . .	160
—, Tektonik . . .	159
Stiller Ozean, alte Strand- linien . . .	73
Stöckigt, Quarzgänge . . .	206
Stolpetal, Morphologie . . .	160
Stoßberg, Unterkoblenzfauna . . .	167
Strangenberg, diluviale Stö- rungen . . .	614
Streckenbach, Grundmoräne . . .	139
Strophaden, Mesozoicum . . .	481
Stubbenkammer, Tektonik . . .	1
Stuhm, Diluvialfauna . . .	15
Südafrika, Phacopiden . . .	327
—, Stratigraphie . . .	216
Südamerika, fossiler Mensch . . .	147
—, Phacopiden . . .	327
Sudan, Windkanter . . .	413
Südaustralien, cambrische Eis- zeit . . .	220
Süddeutschland, Morphologie . . .	317
Süderstapel, interglaziale Ver- witterung . . .	594
Sudheim, Tektonik . . .	269
Sund. Hebungen . . .	64
Sundaarchipel, Morphologie . . .	181
Svaneke, Strandlinien . . .	48

Swinemünde, Morphologie . . .	160
Swinhöft, Jurageschiebe . . .	39
Swoscowice, Schwefellager . . .	11
Sylt, Geschiebemergel . . .	592
—, glaziale Unterschiebungen . . .	4

## T.

Tabuena, Trias . . .	155
Tarragona, Trias . . .	39, 389
Tatra, Deckentheorie . . .	391
Tegernsee, Seeverschiebungen . . .	11
Teichgrabenquell, Mineral- quelle . . .	457
Teruel, Ophite . . .	404
—, Trias . . .	39
Tessin, Gneis . . .	186, 464
Tessiner Alpen, Gneise . . .	186, 464
Teterew, Durchbruchstuhl . . .	322
—, junge Störungen . . .	320
Tetschen, Quarzgänge . . .	232
—, Turon . . .	453
Texas, Salzlagerstätte . . .	269
—, Salzlager . . .	490
Thethi, Überschiebung . . .	190
Theuma, Kontaktgesteine . . .	200
—, Quarzgänge . . .	177
Thiede, Diluvialfauna . . .	22
Thorwalder Wände, Alaun . . .	437
—, Wabenverwitterung . . .	448
Thüringen, präoligocäne Landoberfläche . . .	286
—, Wellenfurchen . . .	202
Thüringer Wald, Chamosit- lager . . .	155
Tierga, Trias . . .	155
Tillkausen, Unterdevon . . .	137
Tirol, Tektonik . . .	2
Tirpersdorf, Kontaktgesteine . . .	200, 205
—, Quarzgänge . . .	205
Tondern, Diluvium . . .	592
Totes Meer, Flußterrassen . . .	577
Traisa, Basalt . . .	479
Transvaal, Transvaalsystem . . .	243
Trembowla-Mielnicaer Höhen- zug, Aufwölbung . . .	327
Treuen oberen Teils, Quarz- gänge . . .	205
Tsumeb, Kupfererzlagerstätte . . .	240, 243
Tunguska, permo-carbonische Pflanzen . . .	418, 266
Tultschin, Diluvialfauna . . .	16

Tyssa, Alaun . . . . .	Seite 435
Tzinacamostoc-Höhle, Ent- stehung . . . . .	161

## U.

Ufa, Diluvialfauna . . . . .	16
Ufers-Mühle, Unterdevon . . . . .	136
Unna, Kreide . . . . .	247
Ural, Diluvialfauna . . . . .	26
Urnau, Verwerfung . . . . .	537
Uruguay, Geologie . . . . .	203
—, Grundgebirge . . . . .	82
Usch, junge Störungen . . . . .	320
Uschomir, Morphologie . . . . .	324
Usedom, Tektonik . . . . .	159
Uetersen, Interglazial . . . . .	408
Uetersum, Tertiär . . . . .	592
Utrecht, Pliocän . . . . .	243, 526

## V.

Vacha, Flußschotter . . . . .	290
Valbert, Tektonik . . . . .	119
Valdagno, Eocän . . . . .	339
Valdetiñoso, Trias . . . . .	158
Valencia, Ophite . . . . .	403
—, Trias . . . . .	372
—, Übersichtskarte . . . . .	377
Vallendar, Vallendarer Stufe . . . . .	234
Varzo, Antigoriogneis . . . . .	468
Velleratkette, Tektonik . . . . .	363
Venlo, Pliocän . . . . .	243
Venta de los Palacios, Trias . . . . .	165
Ventimiglia, Eocän . . . . .	339
Verampio, Gneis . . . . .	468
Veta madre, seltene Silikate . . . . .	420
Viersen, Oligocän . . . . .	511
Ville, Miocän . . . . .	521
Villmars, Alte Schotter . . . . .	292
Vlodrop, Pliocän . . . . .	528
Vogelsberg, Basalt . . . . .	487
—, Geologie . . . . .	443
Vogtland, Quarzgänge . . . . .	175
Volmetal, Geologische Karte . . . . .	112
—, Tektonik . . . . .	114, 115, 119
Voralpine Hochfläche, Tek- tonik . . . . .	534
Vorburgkette, Tektonik . . . . .	366
Vörde, Tektonik . . . . .	114
Vorpommern, Tektonik . . . . .	159

## W.

Waldböckelheim, Meeressand . . . . .	Seite 438
Wallendorf i. Thür., Chamositlager . . . . .	155
Walsoorden, Pliocän . . . . .	243
Walthersdorfer Mühle, Alaun . . . . .	436
Warth, Hauptdolomit . . . . .	4
Warthe, Durchbruchstal . . . . .	538
Wassenberg, Tertiär . . . . .	511
Wasserfuhr, Tektonik . . . . .	119
Wathlingen, Salzlager . . . . .	496
Wehlen i. Sa., Alaun . . . . .	436
—, Quelle . . . . .	457
Weichsel, Diluvium . . . . .	500
Weimar, Imlauf . . . . .	503
Weinheim, diluviale Störungen . . . . .	614
—, Exkursionsbericht . . . . .	478
—, Meeressand . . . . .	438
Weipoltshausen, Unterkoblenzfauna . . . . .	167
Weisenau, Cerithienkalk . . . . .	483
—, Corbicularschichten . . . . .	439
—, Untermiocän . . . . .	453
Weißenborn, Basalt . . . . .	30
Weißensteinkette, Tektonik . . . . .	337
Weißes Meer, Glossopteris- flora . . . . .	425
Weißenborn, Alaun . . . . .	436
Welschenennest, Unterdevon . . . . .	138
Welschenrohr, Tektonik . . . . .	362
Werdohl, Lenneschiefer . . . . .	122, 124
—, Lüdenscheider Mulde . . . . .	116
Wernersgrün, Quarzgänge . . . . .	216
Werra, Flußschotter . . . . .	290
—, Plattendolomit . . . . .	630
Wesel, Oligocän . . . . .	516
Weser, Talbildung . . . . .	288
—, Terrassen . . . . .	289, 575
Westeregeln, Diluvial- fauna . . . . .	15, 21, 23
Westerwald, Tektonik . . . . .	367
Westfalen, Cenoman . . . . .	247
Westpreußen, Diluvialfauna . . . . .	13, 34
—, marines Präglazial . . . . .	500
Wetterau, Tertiär . . . . .	434, 450
Wiebelsaat, Tektonik . . . . .	130, 366, 367
Wiedtal, Siegener Schichten . . . . .	105
Wiesbaden, Graben . . . . .	609
—, Wasserversorgung . . . . .	432
Wiesen i. Sa., Hornfels . . . . .	211
Wilbringhausen, Tektonik . . . . .	129
Wilden, Tektonik . . . . .	1

	Seite
Wilhelmshöhe, Rätsscholle . . .	271
Wilkau, Quarzgänge . . .	214
Wilui, Diluvialfauna . . .	26
Winterberg, Großer, Elb- sandsteingebirge, Alaun	437, 453
—, Kleiner, Elbsandstein- gebirge, Alaun . . .	437, 444
— i. Westfalen, Unterdevon	101, 104
Winterhude, Interglacial . . .	410
Winterswijk, Miocän . . .	524, 525
Wipper, Morphologie . . .	160
Wipperfürth, Tektonik	119, 364
Wittenbergen, Torfflöze . . .	406
Wolfsborn, Mineralquelle . . .	457
Wolfsgrund, Verwitterungs- erscheinungen . . . . .	430
Wolfsgründel, Alaun . . . .	436

	Seite
Wolhynisch-ukrainische Platte, Krustenbewegungen	319
Wollin, Tektonik . . . . .	159
Worms, Wasserversorgung . . .	432
Wörnitz, Talbildung . . . . .	318
Wupper, Tektonik	113, 126, 366

## X.

Xeromeros, Geologie . . . .	278
-----------------------------	-----

## Z.

Zante, Mesozoicum . . . . .	481
Zaragoza, Trias . . . . .	39
Zitmir, Durchbruchstal . . .	322
Zittau, Alaun . . . . .	437
—, Sa., Zittavit . . . . .	418
Zschirnstein, Alaun . . . .	436

# Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.		Seite		Seite
<i>Abies sibirica</i> . . . . .		22	Allgäuer Hauptkamm-Schub-	
Abrasion, Bornholm . . . . .		49	masse . . . . .	23
Abrasionsfläche, Greifswalder			— Schubmasse . . . . .	18, 19, 23
Oie . . . . .	75,	569	Alluvialterrassen, Kalifornien	582
Abscherungsfläche, Tessiner			Alsbachitgänge . . . . .	476
Alpen . . . . .		469	Altenaer Sattel . . . . .	363
Abscherungstheorie . . . . .		366	Altersfarbe an den Felsen .	429
Abtragungsfläche, präoligo-			Alttertiär, Spanien . . . . .	329, 343
cäne . . . . .		267	<i>Alveolina Boscii</i> . . . . .	515
Abwitterungsflächen . . . . .	429,	439	<i>Amaltheus spinatus</i> . . . . .	280
<i>Acaste</i> . . . . .		330	Amethystmandeln . . . . .	218
— <i>incertus</i> . . . . .		332	Ammonium im Sickerwasser	454
— <i>Schmidtii</i> . . . . .		169	<i>Amnigenia rhenana</i> . . . . .	127
Achatmandeln . . . . .		218	Amphibolit, Ivrea . . . . .	466
<i>Acrodus Salomoni</i> . . . . .		126	—, Uruguay . . . . .	82, 87, 91, 205
<i>Acrura prisca</i> . . . . .		78	<i>Amphysile</i> . . . . .	486
<i>Actaeon Blankenhorni</i> . . . . .		14	Amstelien, Verbreitung . .	526
<i>Actaeonella</i> . . . . .		288	Analyse von Ausblühungen	
<i>Actinocamax plenus</i> . . . . .		247		431, 456
Adorferkalk, Schieferung .		106	— — Brongniartsandstein .	453
Adsorbtionserscheinungen .		253	— — Datolith . . . . .	423
Adular . . . . .		424	— — künstlichem Adular .	424
<i>Aeglina armata</i> . . . . .		156	— — Mineralquellen . . . .	456
<i>Agoniatiles fecundus</i> . . . .		462	— — Quellwasser . . . . .	456, 458
Ahl . . . . .		261	— — Raspit . . . . .	426
Akkumulationsterrasse,			— — Valencianit . . . . .	421
Riesengebirge . . . . .		139	— — Zittavit . . . . .	419
<i>Alactaga</i> . . . . .		23	<i>Ancillaria buccinoides</i> . . .	514
— <i>jaculus</i> . . . . .	19,	31	Ancylusterrasse . . . . .	58
Alaun als Neubildung . . . .		429	Ancyluszeit . . . . .	158
Alaunausblühungen . . . . .	431,	432	—, Artefakte . . . . .	264
—, Ursachen . . . . .		446	Andalusit auf Quarzgängen	
Albit auf Quarzgängen				204, 210, 221
	202,	209, 210, 224	Andesit, Montagne Pelée . .	222
<i>Alces palmatus</i> . . . . .	17,	18, 20, 22	—, Siebengebirge . . . . .	522
— sp. . . . .		17	<i>Anodontophora canalensis</i> .	72, 119
<i>Alectryonia carinata</i> . . . .		247	<i>Anomalia ammonoides</i> . . .	11
Algonkischer Sandstein,			<i>Anthracoherium magnum</i> .	450, 452
Wellenfurchen . . . . .		198	— <i>seckbachense</i> . . . . .	450
			Anthropomorphen . . . . .	149



	Seite
Antilope, Europa . . . .	19
Antonienbad-Mergel . . . .	11
Antigoriogneis . . . . .	468
Äolische Bildungen, Uruguay	219
Apatit auf Quarzgängen	189, 202, 224
Aplit, Kalifornien . . . .	580
—, Otavi . . . . .	253
—, Tessin . . . . .	466
—, Uruguay . . . . .	86, 87
Apophysen, ultrasaure . . .	231
Aptychenschichten, Allgäu . .	9
<i>Aptychus</i> , Arten	474, 476, 478, 283, 287
— <i>Beyrichi</i> . . . . .	9
— <i>lamellosus</i> . . . . .	9, 295, 307
— <i>punctatus</i> . . . . .	9
Aquitaniens . . . . .	454
Aquitanische Stufe . . . .	447
Aragonit . . . . .	81
—, Valencia . . . . .	400
<i>Araucarites Tchihatcheffianus</i>	427
<i>Arctomys</i> . . . . .	23
<i>Arctomys bobac</i> . . . . .	19, 31
<i>Arietoceras</i> , Arten . . . .	282
— <i>allgovianum</i> . . . . .	8, 299
<i>Arietites bavaricus</i> . . . .	8
Arkose . . . . .	193
Arlberg-Schichten, Allgäu . .	3
Artefakte, Föhr . . . . .	593
—, Holstein . . . . .	249, 551, 620
<i>Artisia</i> . . . . .	419
<i>Arvicola arvalis</i> . . . . .	19
— ( <i>alliaris</i> ?) . . . . .	19
— <i>gregalis</i> . . . . .	19
— <i>ratticeps</i> . . . . .	19
— <i>spec.</i> . . . . .	25
As, Polen . . . . .	535
Aspasiafauna . . . . .	280
<i>Asplenium argutulum</i> . . . .	426
<i>Astraeopora decaphylla</i> . . .	356
<i>Astarte similis</i> . . . . .	14
— <i>subsimilis</i> . . . . .	14
<i>Atelodus bicornis</i> . . . . .	22
— <i>simus</i> . . . . .	22
Attendorner Doppelmulde	117, 120, 365
Aufpressung altdiluvialen	
Tonmergels, Föhr . . . .	588
Augenstruktur im Glimmer-	
schiefer . . . . .	87
Augit-Glaukophangestein . .	193
<i>Aulacomyella problematica</i>	478, 491, 287

	Seite
Aurignacien . . . . .	153
Aurignacenser Rasse . . . .	152
Ausblühungen . . . . .	431
Ausdehnung des Magmas beim	
Erstarren . . . . .	427
Autoplaste Salzbewegung . .	269
<i>Avicennia officinalis</i> . . . .	382
<i>Avicula contorta</i> . . . . .	6
— <i>fenestrata</i> . . . . .	368
— <i>reticulata</i> . . . . .	123
— <i>stampinensis</i> . . . . .	449
Axt . . . . .	253
Azurit, Aragonien . . . . .	54

## B.

Baceno-Schiefer . . . . .	468
<i>Bactryllium</i> . . . . .	125
<i>Balanus Hameri</i> . . . . .	552
Baltisch-russischer Schild . .	195
Bänderton, Hamburg . . . .	408, 409
—, Pommern . . . . .	158
Bär . . . . .	25
Barchane . . . . .	414
Baryt im Buntsandstein	
Spaniens . . . . .	53
Barytgänge, Spanien . . . .	53, 477
Barytsandstein, Kreuznach . .	485
—, Spanien . . . . .	53
Basalkonglomerat der Trias,	
Valencia . . . . .	407
—, spanischer Buntsandstein	
. . . . .	384, 387, 407
Basalt, Ebbegebirge . . . . .	371
—, Hessen . . . . .	280, 301
—, König Karls Land . . . .	164
—, Odenwald . . . . .	479
—, Rhön . . . . .	310
—, Siebengebirge . . . . .	522
—, Uruguay . . . . .	90, 216
—, körniger, Vogelsberg . . .	487
Basaltausbrüche, Maintal . .	608
—, Hessen . . . . .	364, 299
Basalteisenstein, Vogelsberg .	488
Basalteruptionen, Hessen	264, 299
Basaltgang, Hirschberg in	
Hessen . . . . .	398
Basisdolomit, Aragonien . . .	60
Bastonit . . . . .	233
Bedrettomulde . . . . .	465
<i>Belemnitella mucronata</i> . . .	247
Belemniten, jurassische, im	
Phyllit . . . . .	464
<i>Belemnopteris</i> . . . . .	424



	Seite
Campignien, Holstein	264, 551, 625
Camptonit, Uruguaa	90
<i>Canis familiaris</i>	25
— <i>lagopus</i>	19
— <i>lupus</i>	18, 19, 25
<i>Caratamus</i>	37
Carbon, Asturien	560
—, Sinai	594
<i>Cardium cingulatum</i>	520
— <i>echinatum</i>	21
— <i>edule</i>	21
<i>Cardita austriaca</i>	6
Carditakalk	471, 313
Cargneules s. Carnjolas.	
Cargnolas s. Carnjolas.	
Carinatenquader, Alaun	438
Carinaten sandstein, Ausblühungen	437, 438
—, Pyritgehalt	452
Carnjolas, Entstehung	409
—, Valencia	400
Carnjolasstufe, Valencia	382
Carniolas, Aragonien	74, 84
— s. auch Carnjolas.	
Carñolas s. Carnjolas.	
Casseler Graben	268
Cenoman, Alaun ausblühungen	438
—, Hörde	356, 357
—, Sachsen	438, 452
<i>Ceratites nodosus</i>	77
Cerithienkalk, Mainzer Becken	435, 438, 445, 448, 482
Cerithiensand, Mainzer Becken	438
Cerithiensande, Wetterau	450
— <i>erithium furcatum</i>	13
— <i>sociale</i>	14
<i>Cervus alces</i>	17, 18
— <i>canadensis</i> var. <i>maral</i> .	25
— <i>elaphus</i>	17, 18
— <i>euryceros</i>	17, 18
Chabasit, Vogelsberg	488
Chalcedonmandeln	218
Chamosit-Eisenerzlager	155
Chattische Stufe	455
Chenopodite	464
Chiragratische Struktur	184
<i>Chirotherium</i>	57
Chlorit auf Quarzgängen	178, 207, 225
— in Kontaktgesteinen	184, 188
Chloritisierung, Otavi	260
Chovelia	421
<i>Chrysodium aureum</i>	382
<i>Cidaris Curioni</i>	6

	Seite
<i>Cidaris</i> sp.	65, 123
— <i>vesiculosus</i>	247
<i>Clypeaster</i>	289
— <i>crassicosatus</i>	301
— <i>grandiflorus</i>	301
Cölestinkrystalle	11
<i>Coeloceras</i> , Arten	474, 476, 282, 293, 298
— <i>modestum</i>	285
— <i>norma</i>	285
<i>Coelostylina werfensis</i>	553
<i>Columnastra bella</i>	332
<i>Colus saiga</i>	17, 31
Concarenascholle.	540
<i>Conocardium</i>	462
<i>Corbicula Faujasi</i>	443
Corbiculakalk, Mainzer Becken	448, 482
Corbiculaschichten, Mainzer Becken	435, 439
<i>Cordailes</i>	419
— <i>lingulatus</i>	419
Cordierit als Begleiter von Quarzgängen	186, 197, 198, 215, 221
— im Fruchtschiefer	177, 181
— Andalusithornfels, Erzgebirge	211
Crednerienstufe, Pyritgehalt	452
<i>Crescis maxima</i>	481
Crinoidenkalk, Leukas	278
<i>Ctenopteris</i>	420
Culm, Riesengebirge	191
Cultrijugatuszone	116, 123, 138, 369, 373, 375
<i>Cupressinoxylon latiporosum</i>	212
Cuproscheelit, Mexiko	427
<i>Cyathea Tchihatchewi</i>	425
<i>Cyathophyllum cerarites</i>	370
— <i>helianthoides</i>	373
— <i>hypocrateriforme</i>	373
<i>Cyathoseris affinis</i>	352
— <i>dinarica</i>	347, 353
— <i>hypocrateriformis</i>	352
— <i>infunduliformis</i>	349
— <i>patula</i>	352
— <i>raristella</i>	353
<i>Cyclas</i>	26
<i>Cycloceras Actaeon</i>	8
— <i>binotatum</i>	8
<i>Cyclolites alpina</i>	338
— <i>aegyptiaca</i>	345
— <i>andrianensis</i>	340
— <i>barcelonensis</i>	336

	Seite
<i>Cyclolites ephippiata</i> . . . . .	343
— <i>Garnieri</i> . . . . .	341, 342
— <i>Heberti</i> . . . . .	341
— <i>minuta</i> . . . . .	345
— <i>orientalis</i> . . . . .	343
— <i>patera</i> . . . . .	336, 341, 342
— <i>Perezi</i> . . . . .	338
— <i>rhomboideus</i> . . . . .	340
<i>Cyclozoon Philippi</i> . . . . .	127
<i>Cyphaspis hydrocephala</i> . . . . .	462
<i>Cypricardella bicostula</i> . . . . .	199
— <i>Pandora</i> . . . . .	123
<i>Cyprina islandica</i> . . . . .	21
<i>Cyrena semistriata</i> . . . . .	449, 484
Cyrenenmergel, Mainzer Becken . . . . .	434, 448, 482
<i>Cytherea Beyrichi</i> . . . . .	520
— <i>splendida</i> . . . . .	520
— <i>incrassata</i> . . . . .	449, 484
Czenstochauer Urstromtal . . . . .	538

# D.

Dachschiefer, Uruguay . . . . .	205
Dachsteinkalk . . . . .	302, 303, 306
—, Ithaka. . . . .	470, 482, 486
—, Leukas 279, 293, 297, 302, 303, 305, 306, 309, 310	
Dacit . . . . .	79
<i>Dadoxylon</i> . . . . .	211
— <i>meridionale</i> . . . . .	212
— <i>Pedroi</i> . . . . .	214
— <i>Tchihatcheffianum</i> . . . . .	428
<i>Dalmanites</i> . . . . .	332
— <i>tuberculatus</i> . . . . .	462
Damuda-Schichten . . . . .	210
<i>Daonella</i> sp. . . . .	105
Datolith . . . . .	420, 422
Decken . . . . .	507, 309
—, Tatra . . . . .	391
Deckenbildung, Leukas . . . . .	291, 305
Deckenhypothese . . . . .	309
Deckenschotterterrasse, Weser . . . . .	576
Deflation, Polen . . . . .	537
Delémontien, Schweizer Jura . . . . .	345
<i>Denckmannia</i> , Gattung . . . . .	323, 335
— <i>Volborthi</i> . . . . .	324
Densberger Kalk. . . . .	462
Dettenbachtalverwerfung . . . . .	539
Devon . . . . .	196
—, Asturien . . . . .	561, 562
—, Böhmen . . . . .	325
—, Brasilien . . . . .	209

	Seite
Devon, Sauerland . . . . .	138
—, Siegerland . . . . .	98, 112
—, Spanien . . . . .	46, 138
—, Stratigraphie . . . . .	111
Diabasporphyr . . . . .	193
Diabase, Uruguay . . . . .	216
<i>Dicrostonyx torquatus</i> . . . . .	19, 24, 25
Diaklasen . . . . .	500
Differentiation des eruptiven Magmas . . . . .	258
Diluviale Nordseefauna, Westpreußen . . . . .	21
— Seebecken, Valencia . . . . .	416
— Bruchsystem, Nord- deutschland . . . . .	1
Diluvialfauna. . . . .	13
Diluvialschotter, Weser . . . . .	576
Diluvialterrassen, Kalifornien . . . . .	582
Diluvium, Allgäu . . . . .	15
—, Artefakte . . . . .	249
—, Bruchsystem . . . . .	1
—, Föhr . . . . .	587
—, Mainzer Becken . . . . .	605
—, marines, Nord- deutschland . . . . .	497
—, Norddeutschland . . . . .	175, 497
—, Odenwald . . . . .	478
—, Rhein . . . . .	235
—, Spanien . . . . .	411
Dinarisch-albanische Scharung . . . . .	191
<i>Dinarites dalmatinus</i> . . . . .	557
Dinotheriensande, Mainzer Becken . . . . .	445
Diorit, Kalifornien . . . . .	579
<i>Discorbina</i> . . . . .	10
— <i>canaliculata</i> . . . . .	11
— <i>pertusa</i> . . . . .	11
— <i>turbo</i> . . . . .	524, 532
Dislokationen, Hannover . . . . .	264
—, Hessen . . . . .	299
—, Südalpen . . . . .	542
Dobritzer Porphyr . . . . .	361
Dogger, Ithaka . . . . .	473, 482
—, Leukas . . . . .	284, 294, 299, 306, 310, 312
—, Polen . . . . .	530
—, Schweizer Jura . . . . .	341
—, Valencia . . . . .	405
Dolomit, Aragonien . . . . .	60
—, Campolungo . . . . .	466
—, Otavi . . . . .	242, 250
Dolomitspat im Hauptdolomit . . . . .	4
Dopplerit . . . . .	418

	Seite
Dreikanter . . . . .	412, 250
—, Föhr . . . . .	594
—, Kalifornien . . . . .	583
—, Riesengebirge . . . . .	140
<i>Dreissensia polymorpha</i> . . . . .	21
Druckfugen . . . . .	496
<i>Dryas octopetala</i> . . . . .	176
<i>Dryopithecus</i> . . . . .	151, 458
<i>Dumortieria</i> , Arten . . . . .	476, 294, 299
— <i>Dumortieri</i> . . . . .	284, 301, 483
— <i>evolutissima</i> mut. <i>multi-</i> <i>costata</i> . . . . .	301
Dünen . . . . .	414
Dünnernmulde . . . . .	357
Durchbruchstäler . . . . .	295
—, Süddeutschland . . . . .	319
—, Teterew . . . . .	322
—, Valencia . . . . .	415
Dwyakonglomerat . . . . .	209
—, Katanga . . . . .	626
Dynamometamorphose . . . . .	98, 465
Dysodil, Vogelsberg . . . . .	488

## E.

Ebbekonglomerat . . . . .	134
Ebbequarzit . . . . .	118, 368
Ebbesandstein . . . . .	118, 134
Ebbesattel . . . . .	116, 363
Ebbeschichten . . . . .	134
—, bunte . . . . .	118, 368
Eerbacher Graben . . . . .	509
<i>Echinobrissus atlanticus</i> . . . . .	246
— <i>pseudominimus</i> . . . . .	246
<i>Echinospaerites</i> . . . . .	156
Eckergneis, Quarzeinlage- rungen . . . . .	234
Edelhirsch . . . . .	24
Eemzone . . . . .	33, 500
Effinger Schichten, Schweizer Jura . . . . .	347
Eibenstocker Granitmassiv, Kontakthof . . . . .	175, 214
Eifeler Schichten . . . . .	372
Eifelien . . . . .	124, 132, 372, 375
Eifelkalkmulde von Hilles- heim . . . . .	133
Eifelschichten . . . . .	132, 134
Einkanter . . . . .	416
Einschlüsse flüssiger Kohlen- säure . . . . .	201, 206, 215, 226
Einschlußgestein . . . . .	579
Eisbär . . . . .	25
Eisdruckwirkungen . . . . .	2

	Seite
Eisenacher Graben . . . . .	270
Eisenerzlager, Schmiedefeld . . . . .	155
Eisenglanz auf Quarzgängen . . . . .	225
— im Kontakthof . . . . .	213
Eisenkiesel von Santiago de Compostela . . . . .	399
Eisenrahm im Kontakthof . . . . .	214
Eisensteinlager, Asturien . . . . .	562
Eisfuchs . . . . .	24, 25
Eiszeit . . . . .	176
—, Norddeutschland . . . . .	499
Ekzeme . . . . .	489
Ekzemtheorie . . . . .	267, 270, 489
Elbsandstein, Felsformen . . . . .	529
Elch (siehe auch <i>Alces</i> ) . . . . .	23
<i>Elephas antiquus</i> . . . . .	16, 30, 152
— <i>meridionalis</i> . . . . .	16
— <i>primigenius</i> . . . . .	13, 17, 18, 19, 20, 22
— <i>trogotherii</i> . . . . .	18, 30
Ellbogner Schuppe . . . . .	26, 30
<i>Empetrum</i> . . . . .	158
Emporwölbung der Kordil- leren . . . . .	220
Enargit, Otavi . . . . .	256, 258
Endmoränen, Mecklenburg . . . . .	7
—, Polen . . . . .	538
—, Pommern . . . . .	159
Endmoränenlandschaft, Polen . . . . .	536
<i>Endophyllum priscum</i> . . . . .	35
<i>Entelestes Derbyi</i> . . . . .	596
Entwässerung, konsequente . . . . .	318
Eocän, Barcelona . . . . .	329, 343
—, Ithaka . . . . .	468
—, Korallen . . . . .	353
—, Leukas . . . . .	278
—, Niederrhein . . . . .	510, 512
<i>Ephedra</i> . . . . .	22
Eppelsheimer Sande . . . . .	459
<i>Equisetites arenaceus</i> . . . . .	56
— <i>Mougeoti</i> . . . . .	56
—, Spanien . . . . .	386
<i>Equus caballus</i> . . . . .	20, 22
— <i>fossilis</i> . . . . .	17, 18, 19
— <i>Prschewalskii</i> . . . . .	31
Erbslochgrauwacke . . . . .	461
Erdbeben, Groß-Gerau . . . . .	615
— von Formosa . . . . .	552
—, Schweden . . . . .	66
— -linie, Bodensee . . . . .	535
Erdbebenspalte, Spanien . . . . .	412
Erdfarn . . . . .	382
Erdpyramide . . . . .	414
Erosionsbasis, südliche, Rhein . . . . .	604
Erosionsgrenze, Bornholm . . . . .	567

	Seite
Erosionsklippen, Leukas . . .	289
Erosionsterrasse, Riesengebirge . . . . .	139
Erosionsvorgänge . . . . .	283
Eruptionen, Celebes . . . . .	505
— des Soputan . . . . .	228
Eruptionsspalten, präexistierende . . . . .	315
<i>Erycites</i> , Arten . . . . .	
474, 475, 476, 285, 295, 299	
— <i>Reussi</i> . . . . .	283, 298
Erze, Schmelzpunkt . . . . .	258
Erzgänge, Bensberg . . . . .	135
Erzgebirgische Bruchzone . . . . .	435
Erzlagerstättenbildung . . . . .	230
<i>Euryphyllum Wittianum</i> . . . . .	422
Eustatische Senkungen . . . . .	73
Exkursionsberichte . . . . .	475
<i>Exogyra haliotoidea</i> . . . . .	247

## F.

Facettengeschiebe . . . . .	412
Facies des Tertiärs am Rhein . . . . .	510
Fächerfalte, Weißenstein . . . . .	350
Fallen des Meeresspiegels, eustatisches . . . . .	73
Fältelung . . . . .	99
Faltenbau, Asturien . . . . .	565
Faltenbildung, Leukas . . . . .	291
Faltengebirge . . . . .	507
—, Albanien . . . . .	190
—, Celebes . . . . .	180, 184, 402
Faltung . . . . .	99
—, Allgäu . . . . .	18
—, Erzgebirge . . . . .	235
—, Griechenland . . . . .	292
—, Ithaka . . . . .	479
—, Kettenjura . . . . .	369
—, Spanien . . . . .	405
Faltungsperiode, Trias . . . . .	409
Farne . . . . .	382
<i>Fasciolaria princeps</i> . . . . .	587
<i>Favosites</i> . . . . .	35
Feldmaus . . . . .	25
Feldspat auf Quarzgängen . . . . .	192, 224
Feldspatisation . . . . .	224
<i>Felis leo</i> . . . . .	18
— <i>spelaea</i> . . . . .	19, 20
— <i>tigris</i> . . . . .	20, 24
— — <i>longipilis</i> . . . . .	31
— — <i>virgata</i> . . . . .	31
Felsformen, Franken . . . . .	529
Felsitporphyr, Dobritz . . . . .	361

	Seite
Felsokeratophyr, Wipperfürth . . . . .	364
Fenster von Baceno . . . . .	468
Ferretisierung, interglaciale . . . . .	501
Fish River Beds . . . . .	243
Flaserbildung . . . . .	104
Flaserung, Entstehung . . . . .	197
Fleckenmergel, Allgäu . . . . .	7
Flexuren, Norddeutschland . . . . .	267
—, Ithaka . . . . .	479
—, Schwarzwald . . . . .	358
Flintaxt . . . . .	253
Flintmesser . . . . .	253
Flinz . . . . .	134
Flora, Arktis . . . . .	163
Flöze, Molasse, Bodensee . . . . .	522
Flugsand, Odenwald . . . . .	479
Fluidalstruktur im Granit . . . . .	466
Flußbiegungen, Pommern . . . . .	160
Flüsse, obsequente . . . . .	318
Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz . . . . .	201, 206, 215, 226
Flußrichtung des Inlandeises . . . . .	159
Flysch, Allgäu . . . . .	10
—, Ithaka . . . . .	469, 478
—, Leukas . . . . .	
289, 302, 305, 306, 310, 312	
<i>Foetorius putorius</i> . . . . .	19
Folgeflüsse . . . . .	319
Foraminiferenmergel, senone . . . . .	11
Frankendolomit, Felsformen . . . . .	529
Freigold, Uruguay . . . . .	208
Fruchtschiefer, Theuma . . . . .	
177, 181, 195, 205, 213	
Fuchs . . . . .	138
Fucoiden im Flysch . . . . .	10
Fucoidendolomit, Aragonien . . . . .	60
Fulachtalverwerfung . . . . .	538
Fuldaer Graben . . . . .	269, 280
<i>Fungia</i> , Gattung . . . . .	343
— <i>cyclolites</i> . . . . .	345
— <i>distorta</i> . . . . .	346
— <i>elegans</i> . . . . .	346
— <i>fungites</i> . . . . .	346

## G.

Gabbro, Uruguay . . . . .	87, 91
<i>Gangamopteris</i> . . . . .	424, 425
Gangbreccie, Otavi . . . . .	256
Ganggesteine, Uruguay . . . . .	90
Ganggranit, Kalifornien . . . . .	580
— von Groß-Sachsen . . . . .	478
Gangmetasomatose, Otavi . . . . .	260
Gaseinschlüsse im Quarz . . . . .	201, 206



	Seite		Seite
Gastropodenoolith, Süd-		Glazialkonglomerat, Uruguay	209
alpiner . . . . .	554	Glazialschichten, Cambrium .	220
Gebirgsauffaltung . . . . .	235	Glimmersand, Föhr . . . . .	593
Gebirgsbau, Leukas . . . . .	289	Glimmerschiefer, geröllfüh-	
—, Sauerland . . . . .	113	render . . . . .	192
Gebirgsbildung . . . . .	509	—, Riesengebirge . . . . .	192
—, jüngere . . . . .	286	—, Uruguay . . . . .	87, 96, 203
Gebirgsdruck, Rheinisches		<i>Globigerina aequilateralis</i> . .	11
Schiefergebirge . . . . .	196	— <i>bulloides</i> . . . . .	11
—, Wirkung . . . . .	98	— <i>cretacea</i> . . . . .	11
Gebirgsfaltung, Deutschland	267	<i>Glockeria</i> , Gattung 323, 331, 335	
Gedinnien . 125, 135, 138,	375	— <i>fugitivus</i> . . . . .	335
Gehängebreccien, Capri . . . .	566	Glockenstein, Uruguay . . . .	82
Gehängemoor . . . . .	158	<i>Glossopteris</i> . . . . .	424, 425
Gehängerutschungen . . . . .	609	— -Flora . . . . .	418
Gehängeschutt, Valencia . . . .	414	— — in Brasilien . . . . .	210
Geoden . . . . .	131	<i>Glyptodon</i> . . . . .	219
Geologische Karte von		Gneis, Tessin . . . . .	186
Deutschland . . . . .	464	—, Uruguay . . . . .	82, 203
Geomorphologie, Spanien . . . .	143	Göhrenbergsandstein . . . . .	531
Geröll, Begriff . . . . .	410	Goldhaltige Pyrite, Uruguay	208
— der Molasse . . . . .	524	Goldlagerstätten Uruguay . . .	208
— -stufe der Molasse . . . . .	526	Goldquarzgänge, Brasilien . . .	231
Gerolsteiner Mulde . . . . .	373	Gondwana-Flora . . . . .	210
<i>Gervilleia costata</i> var. <i>contracta</i>	111	<i>Goniophora bipartita</i> . . . . .	172
— <i>Goldfussi</i> . . . . .	72, 110	<i>Gonodon Schmidi</i> . . . . .	113
— <i>inflata</i> . . . . .	6	Gosaukreide, Algäu . . . . .	3, 12
— <i>praecursor</i> . . . . .	6	Gothaer Bruchzone . . . . .	270
— sp. . . . .	65, 111	Gotthard-Granit . . . . .	467
— <i>subcostata</i> . . . . .	71, 73	Grabenversenkung, Biebrich	610
— — var. <i>falcata</i> . . . . .	108	Grabenverwerfungen, Rhein-	
— <i>substriata</i> . . . . .	73	gau . . . . .	496, 609
Geschäftsbericht . . . . .	470	Grafenberger Sand . . . . .	511
Geschäftliche Sitzung . . . . .	470	<i>Grammoceras</i> , Arten . . . . .	282, 474
Geschiebe, Begriff . . . . .	410	— <i>Kurrianam</i> . . . . .	8
—, geschrammte, Cambrium	222	<i>Grammysia</i> . . . . .	199
Geschiebedecksand . . . . .	249	— <i>bicarinata</i> . . . . .	369, 371, 374
Geschiebelehm, Föhr . . . . .	591	— <i>obscura</i> . . . . .	169
Geschiebemergel, Greifs-		Granatamphibolit . . . . .	193
walder Oie . . . . .	569	Granat auf Quarzgängen	
—, oberer . . . . .	3	178, 202, 221, 225	
—, Polen . . . . .	533	Granaten in Kontaktgesteinen	
Gesteinsveränderung durch		183, 185	
den Gebirgsdruck . . . . .	99	Granatgneis . . . . .	193
Gjanischiefer . . . . .	190	Granatschiefer, Uruguay . . . .	87
Gips als Neubildung . . . . .	429	Granit, Kalifornien . . . . .	579
—, Ausblühungen . . . . .	448	—, Tessin . . . . .	466
—, Leukas . . . . .	314	—, Uruguay . . . . .	86, 87
Gipskrystalle . . . . .	11	Granitintrusion . . . . .	235
Gipslager, Leukas . . . . .	296	Granitmassive, Erzgebirge . . .	175
Gipsstufe, Valencia 382, 393, 394		Granitporphyr, Uruguay . . . .	87
Glanzkohle . . . . .	418	Grauwacken, gequälte . . . . .	104
Glazial . . . . .	17	Grauwackensandstein, Lind-	
Glazialbildungen, Polen . . . .	530	larer . . . . .	122

	Seite
Grauwackenschiefer, mild- flasriger . . . . .	107
Gratbildung, Dorm . . . . .	269
Greiner-Überschiebung . . . . .	27
Grenzschichten zwischen De- von und Carbon . . . . .	109
Grundgebirge, krystallines, Uruguay . . . . .	82
Grundmoräne, Riesengebirge . . . . .	139
Grundmoränenebene, Greifs- walder Oie . . . . .	569
Grundmoränenlandschaft, Polen . . . . .	536
Grundwasserspiegel . . . . .	496
Grundwasserstrom, Kalifor- nien . . . . .	585
<i>Gryphaea vesicularis</i> . . . . .	14, 21
Guano in Höhlen . . . . .	162
<i>Gulo luscus</i> . . . . .	25
Günsbergüberschiebung . . . . .	349
<i>Gyroporella multiserialis</i> . . . . .	471
— <i>vesiculifera</i> . . . . .	471, 279, 303
Gyroporellenfacies der Dach- steinkalke . . . . .	471

## H.

<i>Haliserites</i> . . . . .	199
Halsbandlemming . . . . .	24, 25
Hämatit, Aragonien . . . . .	54
<i>Hammatoceras</i> , Arten 474, 476, 283, 285, 295, 298	
— <i>insigne</i> . . . . .	404, 294
Harnische, Kartierung . . . . .	496, 505
<i>Harpes</i> . . . . .	169
<i>Harpoceras</i> , Arten 474, 476, 282, 285, 294, 299, 300	
— <i>Allgovianum</i> . . . . .	8, 9
— <i>discoides</i> . . . . .	300
— <i>Kurrianum</i> . . . . .	8, 9
— <i>Murchisonae</i> . . . . .	284
— <i>opalinum</i> , Zone des . . . . .	284
— <i>radians</i> . . . . .	483
Härtling . . . . .	272
Hasper Sattel . . . . .	120
Hastenrather Graben . . . . .	518
<i>Haugia</i> , Arten 474, 282, 294, 298	
— <i>variabilis</i> . . . . .	483
Hauptbraunkohlenhorizont, Niederrhein . . . . .	523
Hauptdolomit, Allgäu . . . . .	4
—, Leukas . . . . .	278
—, Oglitotal . . . . .	444

	Seite
Hauptrogenstein, Schweizer Jura . . . . .	339
Hauptterrasse, Rhein . . . . .	606
—, Weser . . . . .	576
Hauptversammlung . . . . .	430
Hebungen, Balticum . . . . .	500
—, Rheinisches Schiefer- gebirge . . . . .	233, 604
— von Küsten . . . . .	73
—, Schweden . . . . .	64
—, Spanien . . . . .	405, 410
— der Horste . . . . .	521
—, isostatische . . . . .	61
—, postglaziale . . . . .	74
Hebungslinien, Rheingau . . . . .	610
Heersien, Peel . . . . .	513
Hegauvulkane . . . . .	528
Heidenlöcherschichten . . . . .	526
Heidesand . . . . .	521, 261
<i>Helix deflexa</i> . . . . .	441
— <i>Ramondi</i> . . . . .	441, 453
— <i>rugulosa</i> . . . . .	442
Helminth auf Quarzgängen 189, 207	
Helvétien, Leukas . . . . .	301
—, Mainzer Becken . . . . .	452
Hercyn, Rheinisches Schiefergebirge . . . . .	461
<i>Hildoceras</i> , Arten 483, 282, 293, 298	
— <i>bifrons</i> . . . . .	473, 283
— <i>Mercati</i> . . . . .	283
Hillesheimer Mulde . . . . .	133
<i>Hipparion gracile</i> . . . . .	457
Hipparionsande, Mainzer Becken . . . . .	445, 452
<i>Hippopotamus</i> . . . . .	16
Hippuritenkalk, Ithaka 485, 486, 490, 494	
—, Leukas . . . . .	295, 297, 313
<i>Hippurites</i> , Maastricht . . . . .	357, 358
— <i>Oppeli</i> . . . . .	13
— <i>socialis</i> . . . . .	13
Hobracker Schichten 114, 123, 376	
Hochalpbachverwerfung . . . . .	27
Hochboden, Rußland . . . . .	323, 326
Hochmoor . . . . .	158
Haffstausee-Terrassen . . . . .	79
Hohenhöfer Rotschiefer 114, 126	
— Schichten 114, 123, 134, 363, 366, 376	
Höhenschotter, Leine . . . . .	296
—, Weser . . . . .	288
Höhlenverwitterung . . . . .	439
Hohlraumausfüllung, Otavi . . . . .	259

	Seite
<i>Holaster carinatus</i> . . . . .	247
<i>Holopella alpina</i> . . . . .	5
Holzreste, König-Karlsland . . .	163
<i>Homalonotus</i> . . . . .	332
— <i>rhenanus</i> . . . . .	169
<i>Homo Aurignacensis</i> Hauseri . .	153
— <i>Heidelbergensis</i> . . . . .	151
Honseler Schichten . . . . .	
114, 116, 134, 368, 376	
Hornblende, porphyro-	
blastische . . . . .	465
Hornblendegneis . . . . .	193
Hornblendeschiefer, Uruguay . .	91
Hornfels, Erzgebirge . . . . .	211
Hornsteine, Zone der bunten . . .	8
Hornsteinplatten . . . . .	477
—, Dogger, Leukas . . . . .	286
Horst . . . . .	521
—, Bornholm . . . . .	69
—, Ebbegebirge . . . . .	129
Humuslösungen, Wirkung . . . . .	419
Hunsrückschiefer . . . . .	131
Hutgips . . . . .	272, 274
Hutmassen . . . . .	272, 274
<i>Hyaena spelaea</i> . . . . .	19
Hyacinthen von Santiago	
de Compostela . . . . .	399
<i>Hydnophora venusta</i> . . . . .	356
<i>Hydrobia Dubuisoni</i> . . . . .	449
— <i>helicella</i> . . . . .	449
— <i>inflata</i> . . . . .	439
— <i>ventrosa</i> . . . . .	442
Hydrobienkalk, Mainzer	
Becken 435, 444, 448, 483, 485	
Hydrobienschichten . . . . .	457, 461
Hydrographie, Aragonien . . . . .	136
—, Valencia . . . . .	376, 413, 414

## I (J).

Jacinthos de Compostella . . . . .	399
<i>Janira quadricostata</i> . . . . .	14
<i>Ilmaenus aff. perovalis</i> . . . . .	156
Ilmlauf, diluvialer . . . . .	503
—, präglazialer . . . . .	503
Ilmenit in Kontaktgesteinen 183, 192	
Inflation, Polen . . . . .	537
Injektion . . . . .	465
—, Granitische . . . . .	176, 228
— von Quarz . . . . .	87
Injizierter Schiefer, Tessin . . . .	187
<i>Inoceramus Baumannii</i> . . . . .	246
— <i>Brongniarti</i> . . . . .	570
— <i>Crippsi</i> . . . . .	570

	Seite
<i>Inoceramus Cuvieri</i> . . . . .	569, 570
— <i>Falgeri</i> . . . . .	8
— <i>labiatus</i> . . . . .	246
— <i>Schlönbachi</i> . . . . .	570
— <i>virgatus</i> . . . . .	247
Interglacial . . . . .	2, 4, 31
—, Fauna . . . . .	20, 33
—, kaltes . . . . .	34
—, marines . . . . .	34
—, —, Flottbeck . . . . .	408
—, Norddeutschland . . . . .	176
—, Schulau . . . . .	406
Interglazialzeit,	
Norddeutschland . . . . .	499
Intrusivgestein, Uruguay . . . . .	82
Jungglazial . . . . .	21
Jungtertiäre Dislokations-	
phase . . . . .	278
Jura, Albanien . . . . .	190
—, Czenstochau, Glacial-	
bildungen . . . . .	530
—, Flora . . . . .	164
—, Ithaka . . . . .	468
—, Valencia . . . . .	404, 409
Jurafaltung . . . . .	363
Isoklinalfaltung, Riesengebirge . .	193

## K.

Kaliammoniumalaun . . . . .	432
Kalisalzlager . . . . .	272
Kalknadeln . . . . .	414
Kalkknollen, Devon . . . . .	35
Kalkspat . . . . .	420
— auf Quarzgängen . . . . .	181
— in Kontakt-	
gesteinen 182, 193, 210, 226,	
— im Hauptdolomit . . . . .	4
Kalisalzlagerstätten	
Norddeutschland . . . . .	629
Kameslandschaft, Polen . . . . .	539
Kantengerölle . . . . .	413
Kantengeschiebe . . . . .	413
Kaolinsandstein, Valencia . . . . .	405
Kare, Allgäu . . . . .	16
Karharbari-Schichten . . . . .	210
Karstnatur der Fränkischen	
Alb . . . . .	319
Karstphänomene . . . . .	529
Karstzone, Bug-Tiefland . . . . .	327
Karten, Spanien . . . . .	558
Kartierung von gemeinen	
Klüften . . . . .	496
Kasselen . . . . .	456

	Seite
Keuper, Aragonien . . . . .	48, 78, 167
—, Valencia . . . . .	382
Keratophyr . . . . .	136
—, Remscheid . . . . .	364
Keratophyrdecken, Sauerland . . . . .	130, 138
Kersantit, Otavi . . . . .	254
Kieselgur, Vogelsberg . . . . .	488
Kieseloolithschotter . . . . .	235, 239
—, Niederrhein . . . . .	452, 527
Kirchberger Granitmassiv . . . . .	208
Klappersteine . . . . .	12
Kleinerosion . . . . .	467
Kleinformen im Quadersandstein . . . . .	465
Klima, Glazialzeit . . . . .	28, 30
Klippen . . . . .	305, 384
Klüfte, gemeine . . . . .	496
Knickung der Schieferung . . . . .	104
Knotentonschiefer, Uruguay . . . . .	205
Koblenzsehichten . . . . .	167
Kofferfalten . . . . .	368
Kohlenflöze, Asturien . . . . .	564
—, Molasse, Bodensee . . . . .	522
—, Uruguay . . . . .	215
Kohlenskalk, Sinai . . . . .	594, 596
Kohlensäurebestimmung im Dünnschliff . . . . .	201
Kohlensäureeinschlüsse im Quarz . . . . .	201, 206, 215, 226
Konglomerate, Buntsandstein, Spanien . . . . .	49
—, Devon, Schlesien . . . . .	35
—, Unterdevon . . . . .	130
Konglomeratgerölle im Culm . . . . .	191
— in der Molasse . . . . .	524
Konglomeratgneis . . . . .	192
Konglomeratstufe der Molasse . . . . .	528
<i>Koninkodonta Geyeri</i> . . . . .	472
Kontaktbildung . . . . .	221
—, Otavi . . . . .	255
Kontaktlagerstätte, Otavi . . . . .	258
Kontaktmetamorphose an Quarzgängen . . . . .	194, 233
Kontaktmetamorphe Umwandlung . . . . .	465
Kontaktmineralien an Quarzgängen . . . . .	225
Kopfschild von <i>Phacops</i> . . . . .	318
Korallen, alttertiäre . . . . .	329
Korund auf Quarzgängen . . . . .	190, 226
Kösliner Verschiebung . . . . .	159
Kössener Schichten, Allgäu . . . . .	5
<i>Krannera</i> . . . . .	419

	Seite
Krater, Vogelsberg . . . . .	488
Kreide, Albanien . . . . .	189
—, baltische . . . . .	12
—, Elbsandsteingebirge . . . . .	429
—, Ithaka . . . . .	468
—, Kalifornien . . . . .	581
—, obere, Valencia . . . . .	405, 409
—, —, Rügen . . . . .	2
—, —, Westfalen, Verwerfung . . . . .	367
Kreideflysch, Allgäu . . . . .	3, 10
Kreidegeschiebe, Westpreußen . . . . .	21
Kreidekalk, Leukas . . . . .	278
Kriechbewegungen, Valencia . . . . .	414
Kriechspuren im Buntsandstein . . . . .	56
Krustenbewegungen, postoligocäne . . . . .	286
—, quartäre, Rußland . . . . .	319
Krystallines Grundgebirge, Uruguay . . . . .	82
— —, Kalifornien . . . . .	579
Kückelhausener Mulde . . . . .	120
Kupfererzvorkommen, Otavi . . . . .	240
Kupferglanz, Otavi . . . . .	256
Kupferkies auf Quarzgängen . . . . .	181
— in Kontaktgesteinen . . . . .	183
Kupferlasur, Spanien . . . . .	54

## L.

Labiatusquader, Ausblühungen . . . . .	436, 438
—, Pyritgehalt . . . . .	452
<i>Lagomys</i> . . . . .	23
— <i>alpinus</i> . . . . .	31
— <i>ogotona</i> . . . . .	31
— <i>pusillus</i> . . . . .	19, 31
Lagune, Entstehung . . . . .	585
Lahnshotter . . . . .	487
Lamprophyr, Uruguay . . . . .	87
Landenien, Peel . . . . .	513
Landhebung, Schweden . . . . .	65
Landoberfläche, präoligocäne . . . . .	266
Landoberflächenzersetzungen, interglaciale . . . . .	501
Landschaftsformen . . . . .	58
Landschneckenkalke von Hochheim . . . . .	485
Längsstörung, Allgäu . . . . .	18
<i>Larix sibirica</i> . . . . .	22
Laufverlegung, Ilm . . . . .	505
Lausitzer Verwerfung . . . . .	435
Lavahöhle, Mexiko . . . . .	161
<i>Laxispira trochleata</i> . . . . .	14

	Seite
Lechglletscher . . . . .	15
Lechtaler Überschiebung 7, 18, 21	
<i>Leda Deshayesi</i> . . . . .	437, 511
— <i>Reussi</i> . . . . .	15
Leinetalgraben . . . . .	294, 269
Leithakalk, Leukas . . . . .	289, 301
Leithakonglomerat, Leukas . . . . .	289
Lemesschichten . . . . .	478
Lemming . . . . .	24, 25, 28
<i>Lemmus obensis</i> . . . . .	24, 25
Lennesschiefer, Stratigraphie . . . . .	111, 362
<i>Lepidodendron</i> . . . . .	111, 382
— <i>Mosaicum</i> . . . . .	602
<i>Lepus</i> sp. ( <i>variabilis</i> ?) . . . . .	19
— <i>variabilis</i> . . . . .	25
<i>Leptaena</i> . . . . .	380
— <i>fornicata</i> . . . . .	472
<i>Leptodomus</i> aff. <i>striatulus</i> . . . . .	172
<i>Leptomussa costellata</i> . . . . .	335
<i>Leptophyllia dubravitzensis</i> . . . . .	335
<i>Leptoseria</i> , Gattung . . . . .	349
— <i>fragilis</i> . . . . .	350
— <i>Hawaiiensis</i> . . . . .	350
— <i>rarestella</i> . . . . .	348
— <i>scabra</i> . . . . .	350
<i>Leucocyon lagopus</i> . . . . .	19, 24, 25
Leukoxen in Kontaktgesteinen . . . . .	183
Lias, Ithaka . . . . .	472, 482
—, Leukas . . . . .	280
—, Pflanzen . . . . .	419
—, roter, Allgäu . . . . .	6
—, Valencia . . . . .	404, 409
— -Fleckenmergel, Allgäu . . . . .	7
<i>Lichas</i> . . . . .	330
Lichtenauer Bruchzone . . . . .	269
— Graben . . . . .	308
Liegendes der Trias in Spanien . . . . .	46
Lignit . . . . .	419
— der Molasse . . . . .	526
<i>Limnaeus pachygaster</i> . . . . .	442
<i>Limoptera bifida</i> . . . . .	174
Linarit, Otavi . . . . .	256
Lindlarer Grauwacke . . . . .	363
— Grauwackensandstein . . . . .	134
— Sandstein . . . . .	122, 376
— Schichten . . . . .	365
— Stufe . . . . .	132
<i>Lingula borealis</i> . . . . .	122
— <i>polariformis</i> . . . . .	82, 121
— <i>polaris</i> . . . . .	82, 122
— sp. . . . .	77, 123
— <i>tenuissima</i> . . . . .	72
— <i>Zenkeri</i> . . . . .	72

	Seite
<i>Litharaea rudis</i> . . . . .	356
Litorina-Senkung . . . . .	6, 67
Litorina-Zeit . . . . .	6, 58, 67, 159
Lochverwitterung . . . . .	439
Loreleyterrasse . . . . .	606
Löß, Alter . . . . .	22, 32
—, Entstehung . . . . .	29
—, Odenwald . . . . .	479
—, Polen . . . . .	537
—, Rhein . . . . .	235
—, Rußland . . . . .	326
Lößmännchen, Uruguay . . . . .	219
Löwe . . . . .	20, 24
<i>Lucina globosa</i> . . . . .	288, 295
Lüdenschneider Mulde . . . . .	116, 367
Lüderich-Quarzit . . . . .	138
Lüderichsandsteine . . . . .	376
Lüdericher Schichten . . . . .	368
Lüderichschichten . . . . .	122, 134
<i>Lytoceras</i> , Arten . . . . .	474, 476, 283, 294, 295, 299
— <i>dorcade</i> . . . . .	297
<i>Lycopodiopsis Derbyi</i> . . . . .	214
Luzonit, Otavi . . . . .	258

## M.

Macigno . . . . .	16
<i>Machaerodus</i> . . . . .	16
<i>Macacus</i> . . . . .	278
<i>Macrocheilus</i> aff. <i>cancellatus</i> . . . . .	156
<i>Maetra subtruncata</i> . . . . .	21
Madüe-Terrassen . . . . .	79
Magdalénien . . . . .	552
<i>Magila</i> . . . . .	38
Magma, Ausdehnung . . . . .	427
Magmatische Ausscheidung, Otavi . . . . .	258
Magnesiaglimmer in Kontaktgesteinen . . . . .	225
Magneteisenerz auf Quarzgängen . . . . .	210
Magnetismus, Frankenstein . . . . .	476
Magnetit, Aragonien . . . . .	94
— im Fruchtschiefer 182, 191, 226	
Malachit, Aragonien . . . . .	54
Mainzer Becken, Diluvium . . . . .	605
— —, Tertiär . . . . .	434, 509
Manganerz, Lindener Mark . . . . .	486
Mangroveformation . . . . .	381
Margas abegarradas . . . . .	78
Marine Grenze, Bornholm . . . . .	566
Marines Pliocän . . . . .	243
— —, Cleve . . . . .	526

	Seite		Seite
Marines Pliocän, Niederrhein	460	Miocän, Rhein	235
— —, Spanien	410	—, Samland	195
Markasit im Kreidesandstein	455	—, Siebengebirge	233, 234
—, Zersetzung	452	—, Sizilien	10
Markdorfer Graben	537	—, Spanien	140, 142, 410
Marmor, Uruguay	206	—, Valencia	410
Massenkalk, Sauerland	114	Mischgesteinszone, Tessin	186
—, Schieferung	106	Mitteldevon, Sauerland	
—, Stratigraphie	124, 134	—, Schieferung	117, 134, 138
<i>Mastodon</i>	16, 575	Mitteloligocän, Mainzer	106
— <i>arvernensis</i>	576	Becken	438
— -Reste, Werra	291	—, Niederrhein	517
Mastrichtien, Kalkalpen	15	Mittelmiocän, Mainzer Becken	444, 452
Mediterranstufen, I. u. II.	526	—, Niederrhein	510, 521
Meeressand, Mainzer Becken	434, 448	Mittelterrasse, Weser	576
Meeresrückzug im Tertiär	528	Mitgliederzahl	471
<i>Megaceros euryceros</i>	17	<i>Modiola Goldfussi</i>	114
— <i>hibernicus</i>	17, 18, 20, 22	<i>Modiomorpha</i> aff. <i>praecedens</i>	127
<i>Megalodon</i> sp.	91	Molasse de l'Agenais	450
Meinerzhagener Sandstein	117, 368	—, Bodensee	522
<i>Melania Escheri</i>	442	—, Schweizer Jura	343, 345
Melanopsidenmergel	292	Mönchebergmulde	267
Melaphyr, Uruguay	87, 95	Monchiquit, Uruguay	90
— -Mandelstein	218	<i>Monograptus</i>	462
<i>Meles taxus</i>	19	<i>Montanaria</i>	116
Mensch, fossiler	145	Monte Hermoso-Schichten	147
Menschenreste, tertiäre	147, 150	Montien. Peel	513
Mesolithicum	250	Moor, Dopplerit	418
<i>Mesomorpha hemisphaerica</i>	330	— bei Gramenz	158
<i>Mesosaurus brasiliensis</i>	215	Moräne, Polen	536
Mesozoicum, Spanien	139	Morphologie	499
—, Südamerika	216	—, Aragonien	143
Metamorpher Schiefer,		—, Greifswalder Oie	566
Uruguay	203	—, Pommern	157
Metasomatose, Otavi	251, 259	—, Süddeutschland	317
Michelbacher Schichten	462	—, Valencia	412, 413
<i>Microbunodon minus</i>	453	Mosbacher Sand	485
<i>Microtus arvalis</i>	19	Moschusochse	24, 27
— <i>gregalis</i>	19	Mousterien	153
Mikrogranit, Lón	78	Mulde, Allgäu	18
Mikroperthit auf Quarzgängen	209, 210	Mühlenbergsandstein	121
Milchquarz, gangförmig	206	Mühlenbergschichten	114, 122, 123, 125, 127, 134, 363, 365, 368, 369, 376
Mindelseeverwerfung	542	Münzenberger Konglomerate	443
Mineralführung des spani-		<i>Murex conspicuus</i>	449
schen Buntsandsteins	53	Muschelherde, Föhr	260
Mineralquellen, Sachsen	456	Muschelkalk, Aragonien	48, 59, 152, 167
Miocän, Hessen	267	—, Spanien	48, 152, 408
—, Kalifornien	581	—, —, Verbreitung	67
—, Leukas	278, 289, 295	—, Südalpen	541
—, Mainzer Becken	444		
—, Maintal	608		
—, Niederrhein	510, 521		



	Seite
Muschelkalk, Valencia	382, 390
—, Wirkung auf die Landschaft	67
Muschelkalkgraben, Eberbach	508
Muschelsandstein, Schweiz	524
Muscovit auf Quarzgängen	178, 181, 224
—, sekundärer	187, 198
<i>Myacites canalensis</i>	119
— <i>compressus</i>	118
— <i>elogantus</i>	118
— <i>Escheri</i>	6
— <i>mactroides</i>	73, 117
— <i>sp.</i>	65, 119
<i>Myalina bilsteinensis</i>	130
<i>Mycedium hypocrateriformis</i>	347
<i>Mycedoseris</i> , Gattung	352
<i>Myodon</i>	219
<i>Myoconcha gastrochaena</i>	114
— <i>Goldfussi</i>	66
— — <i>var. hispanica</i>	114
<i>Myodes torquatus</i>	19
<i>Myophoria orbicularis</i>	72, 97
— <i>inaequicostata</i>	541
— <i>incurvata</i>	95
— <i>intermedia</i>	71, 72, 94
— — <i>var. crassa</i>	96
— <i>transversa</i>	94
— <i>vestita</i>	90, 98, 403
— <i>vulgaris</i>	72, 94
<i>Mysidioptera radiata</i>	555
<i>Mytilus minutus</i>	6

## N.

Nama-Formation	243
Naumburger Graben	269
<i>Nautilus</i> sp.	77
Nashorn	13, 22
<i>Nassa reticulata</i>	21
Neandertalschädel	145
Nekrolog UHLIG	384
<i>Neocalamites Meriani</i>	56
Neogen, Ithaka	479
— Leukas	295, 301, 314
Neolith, Holstein	249, 250, 551, 625
<i>Neomegalodon gryphoides</i>	91
— <i>pumilus</i>	91
<i>Newberria amygdala</i>	121, 126, 133, 374, 375
— <i>caiqua</i>	370, 375
Ngami-System	243
Niederterrassen, Rhein	235

	Seite
Niederterrassen, Wesergebiet	575
Nordalbanische Tafel	189
Nördliche Erosionsbasis des Rheins	616
<i>Noeggerathia</i>	420
<i>Noeggerathiopsis</i>	418, 425
— <i>Goepperti</i>	420
Noricum	189
Nosib Serie	243
<i>Nucula Goldfussi</i>	71, 112
— <i>subredempta</i>	14
Nummulitenkalk	296, 309, 311, 313
—, Ithaka	478, 489
—, Leukas	278
<i>Nummulites Murchisoni</i>	354

## O.

Oberaulaer Graben	280
Obercarbon, Loire	419
—, Spanien	138
Oberdevon, Druckerscheinungen	103, 110
—, Wellenfurchen	201
Obere Kreide, Valencia	405, 409
Oberer Meeressand, Mainzer Becken	448
Oberflächenformen, Aragonien	143
—, Valencia	412
—, Vogelsberg	487
Oberjura, Arktis	163
Oberkoblenz, Ebbegebirge	117, 119, 130, 131, 134
Oberkoblenzschichten	167
Oberlias, Leukas	280, 293, 297, 298, 304, 306, 310, 312
Obermiocän	10
—, Mainzer Becken	452
—, Niederrhein	510, 525
Oberoligocän, Niederrhein	458, 518
—, Rhein	234, 235
Oberpliocän, Fulda	287
Oberrhinggraben	285, 612
Obersilur	462
—, Nordamerika	325
Obertrias, Leukas	278, 297
—, Ithaka	470
—, Valencia	382
Obsidian, Lóu	77
—, Übergang in Pechstein	362
Odenspieler Grauwacke	137
<i>Odontochile spinifera</i>	462
Öhninger Kalke	529

	Seite
Oligocän, Hessen . . . . .	267
—, Ithaka . . . . .	478
—, Korallen . . . . .	352
—, Mainzer Becken . . . . .	436, 440, 444 461
—, Niederrhein . . . . .	511, 516
—, Oberrhein . . . . .	612
—, Samland . . . . .	195
—, Spanien . . . . .	140, 142
Oligocän-Miocän-Grenze, Mainzer Becken . . . . .	444, 458
Olivin-Kersantit, Otavi . . . . .	254
Olper Sattel . . . . .	373
<i>Omphaloptycha</i> . . . . .	72, 78
Operculinenkalk, Gerölle . . . . .	414
Ophite, Aragonien . . . . .	92
—, Valencia . . . . .	381, 403
Ophiuren . . . . .	72, 78
Ophiurenreste, Aragonien . . . . .	124
<i>Orbilinaria ovalis</i> . . . . .	11
<i>Orbitolina</i> cf. <i>universa</i> . . . . .	532
Orleanskonglomerat, Brasilien . . . . .	209
Orographie, Valencia . . . . .	375
<i>Orthis</i> . . . . .	380
— <i>Buddleighensis</i> . . . . .	156
— <i>corallina</i> . . . . .	596
— <i>Derbyi</i> . . . . .	596
— <i>janiceps</i> . . . . .	596
— <i>indica</i> . . . . .	596
— <i>Lindstroemi</i> . . . . .	155
— <i>Michelini</i> . . . . .	594
— <i>parva</i> . . . . .	156
— <i>resupinata</i> . . . . .	597, 601
— <i>triangularis</i> . . . . .	129
Orthogneis, Tessiner Alpen . . . . .	469
Orthoklas auf Quarzgängen . . . . .	224
Os, Polen . . . . .	535
Osmose . . . . .	491
Ostracoden, Aragonien . . . . .	125
<i>Ostrea carinata</i> . . . . .	247
— <i>hippopodium</i> . . . . .	247
— <i>phyllidiana</i> . . . . .	247
— <i>ventilabrum</i> . . . . .	516
Otavi-Dolomit . . . . .	242, 250
— Lagerstätte . . . . .	154
<i>Ottokaria</i> . . . . .	424
<i>Ovis</i> . . . . .	19
<i>Ovibos fossilis</i> . . . . .	18
— <i>moschatus</i> . . . . .	18, 20
— <i>mackenzianus</i> . . . . .	18
Oxydationsmetasomatose, Otavi . . . . .	260

	P.	Seite
<i>Pagurus</i> . . . . .		38
— <i>suprajurensis</i> . . . . .		38, 39
— <i>β-jurensis</i> . . . . .		38
Paläolith, Holstein . . . . .	260, 263, 625	
<i>Palaeosolen costatus</i> . . . . .		167, 168
<i>Palaeovittaria</i> . . . . .		424
Palaeozoikum, Spanien . . . . .		138
—, Valencia . . . . .		378
Paläozoische Faltung, Valencia . . . . .		406
Paleocän, Niederrhein . . . . .		510, 512
—, Transgression . . . . .		515
<i>Paludicola ratticeps</i> . . . . .		19
Pampasformation, Uruguay . . . . .		203, 219
Pantokratorkalk . . . . .		471, 279
<i>Paradozides</i> . . . . .		561
Paragneis, Riesengebirge . . . . .		192
Paraklasen . . . . .		500
Parallelkanter . . . . .		417
Parallelstruktur, diskordante . . . . .		110
<i>Parkinsonia</i> , Arten . . . . .		475, 284
<i>Parkinsonia Parkinsoni</i> . . . . .		477
— —, Zone der . . . . .		286
— <i>scissa</i> . . . . .		284
<i>Paronicerias sternale</i> . . . . .		282, 298
Patersberger Stufe . . . . .		606
Pechkohlen . . . . .		418
Pechstein, Meissen . . . . .		361
<i>Pecopteris leptophylla</i> . . . . .		420
— <i>Pluckeneti</i> . . . . .	420, 425,	426
— <i>plumosa</i> . . . . .		426
<i>Pecten</i> aff. <i>discites</i> . . . . .		101
— <i>asper</i> . . . . .		247
— <i>inaequistriatus</i> . . . . .	65,	102
— <i>tirolicus</i> . . . . .		554
<i>Pectunculus</i> sp. . . . .		520
Peelhorst, Paleocän . . . . .		512
Pegmatit, Kalifornien . . . . .		580
Pegmatitgänge, Uruguay . . . . .	86, 87	
<i>Pentacrinus tuberculatus</i> . . . . .		8
<i>Pentamerus Sieberi</i> . . . . .		462
Perm, Spanien . . . . .		46
—, Südamerika . . . . .	210,	217
Perimorphosen von Granat . . . . .	186,	202
Permocarbon, Albanien . . . . .		190
—, Tunguska . . . . .	418,	266
Permocarbonische Pflanzen, Sibirien . . . . .		418, 266
<i>Perna Sandbergeri</i> . . . . .		449
Persantestausee . . . . .		157
<i>Petalodontia</i> . . . . .	358,	359
Pfeifhase . . . . .		23, 31

	Seite		Seite
Pferd . . . . .	23	Plattenkalk, Albanien . . . .	190
Pferdespringer . . . . .	23, 28	—, Allgäu . . . . .	5
Pflanzen, permocarbonische,		—, jurassischer, Ithaka . . .	486
Sibirien . . . . .	418, 266	—, Leukas . . . . .	297, 308
<i>Phacops breviceps</i> . . . . .	325	<i>Plecotus auritus</i> . . . . .	19
— <i>Bronni</i> . . . . .	322	Pleistocän, Kalifornien . . .	587
— <i>elegans</i> . . . . .	326, 328	<i>Pleurotomaria</i> . . . . .	279
— <i>elegantulus</i> . . . . .	325	<i>Pleuromya bavarica</i> . . . .	6
— <i>fecundus</i> . . . . .	317	— <i>hispanica</i> . . . . .	65, 77 116
— <i>Fernandi</i> . . . . .	318	Pliocän . . . . .	10
— <i>Glockeri</i> . . . . .	323	—, Faltung, Leukas . . . . .	479, 292
— <i>laevis</i> . . . . .	321	—, Fulda . . . . .	287, 575
— <i>latifrons</i> . . . . .	372	—, Kalifornien . . . . .	581
— <i>Pompeckji</i> . . . . .	325, 336	—, Maintal . . . . .	608
— <i>quadrilineata</i> . . . . .	324	—, Mainzer Becken . . . . .	445, 452
— <i>rana</i> . . . . .	319	—, marines . . . . .	243, 460
— s. str. . . . .	317, 335	—, Menschenreste . . . . .	147
— <i>Stockesii</i> . . . . .	328	—, Niederrhein . . . . .	510, 522, 525
— <i>trisulatus</i> . . . . .	325	—, Rhein . . . . .	235, 243
— <i>Volborthi</i> . . . . .	323	—, Spanien . . . . .	142
— <i>Zorgensis</i> . . . . .	333	—, Weser . . . . .	289
Phacopidenfauna . . . . .	98	Pliocäne Faltung, Ithaka . . .	479, 292
Phacopiden, Klassifikation .	317, 98	Pluvialzeit . . . . .	577
Pfahlbauten, Pommern . . . .	80	<i>Podabacia prisca</i> . . . . .	347
Phakolith, Vogelsberg . . . .	488	Polierschiefer, Ließem . . . .	234
<i>Phoca foetida</i> . . . . .	25	Pontische Stufe . . . . .	457
Phonolith, Rhön . . . . .	310	<i>Posidonii alpina</i> . . . . .	482, 286
Phorphyr, Uruguay . . . . .	218	— <i>Bronni</i> . . . . .	473, 283, 293, 298, 306, 312
Pharetronen, Muschelkalk,		— <i>Buchi</i> . . . . .	482, 286
Valencia . . . . .	392	Posidonien-Schichten . . . . .	286
Phyllit, Erzgebirge . . . . .	216, 217	Posidonienschiefer, Griechen-	
—, Riesengebirge . . . . .	192	land . . . . .	475
—, Uruguay . . . . .	87, 96, 205	Postglazial, Griechenland . .	499
<i>Phylloceras</i> , Arten . . . . .	474, 476, 283	—, Rügen . . . . .	3
285, 294, 295, 299, 300		Posthume Krustenbewegungen .	271
— <i>Nilssoni</i> . . . . .	483, 307	<i>Potamides Lamarcki</i> . . . . .	449, 483, 484
<i>Phyllothea</i> . . . . .	424, 425	— <i>papillatus</i> . . . . .	484
— <i>deliquesens</i> . . . . .	424	— <i>plicatus</i> var. <i>Galeotti</i> . . .	449
— <i>robusta</i> . . . . .	424	— — — <i>pustulata</i> . . . . .	439
— <i>Stschurowskii</i> . . . . .	424	Präglazial . . . . .	17
<i>Picea obovata</i> . . . . .	22	—, marines, Westpreußen . . .	500
Piedra de campana . . . . .	82	Präoligocäne Dislokations-	
Pillobruch . . . . .	541	phase . . . . .	271
Pinit auf Quarzgängen . . . .	178, 210, 225	— Landoberfläche . . . . .	266, 286
<i>Pirenella sociale</i> . . . . .	14	Präperm, Südamerika . . . . .	217
Pisolithuff . . . . .	139	<i>Praeradiolites Höningshausi</i> .	358
<i>Pithekanthropus</i> . . . . .	150	Pretoria-Formation . . . . .	243
<i>Placostegus Felixii</i> . . . . .	353, 355	Produktives Carbon, Asturien .	560, 564
<i>Placunopsis teruelensis</i> . . . .	107	<i>Productella subaculeata</i> . . .	117
Plagioklas auf Quarzgängen . .	192	<i>Productus costatus</i> . . . . .	598
Plagioklasamphibolit . . . . .	193	— <i>scabriculus</i> . . . . .	599
Plattenbrüche, Theuma . . . .	177	— <i>semireticulatus</i> . . . . .	598
Plattendolomit, Norddeutsch-			
land . . . . .	629		

	Seite
<i>Productus subcostatus</i> . . . . .	598
<i>Prosocoelus</i> . . . . .	199
— <i>pes anseris</i> . . . . .	174
<i>Protrachyceras Curioni</i> . . . . .	87
— <i>Vilanovae</i> . . . . .	87
<i>Psephodus</i> sp. . . . .	600
<i>Pseudocorbula gregaria</i> . . . . .	117
<i>Pseudomonotis Clarai</i> . . . . .	553
Pseudomorphosen von Glimmer nach Cordierit . . . . .	210
Pseudomorphosensandstein, Spanien . . . . .	386
<i>Pterinaea</i> aff. <i>fasciculata</i> . . . . .	129
<i>Pterygometopus</i> . . . . .	324, 335
— <i>quadilineata</i> . . . . .	326
<i>Pterygometopidella</i> . . . . .	324, 335
<i>Ptychoparia striata</i> . . . . .	319
<i>Putorius putorius</i> . . . . .	19
Pyramidalgeschiebe . . . . .	412
Pyrite, goldhaltige, Uruguay . . . . .	208
— im Kreidesandstein . . . . .	452, 455
—, Otavi . . . . .	256, 258
Pyrolusit, Admiralitätsinseln . . . . .	78

## Q.

Quadersandstein, Verwitterung . . . . .	429
Quarz . . . . .	420
—, eruptiver, auf Gängen . . . . .	178, 181, 184, 196, 222
—, Valencia . . . . .	399
Quarzflammen des Glimmerschiefers . . . . .	233
Quarzgänge, Eruptive . . . . .	175
—, Uruguay . . . . .	208
Quarzit, Uruguay . . . . .	87
Quarzsandstein . . . . .	136
Quarzinjektion . . . . .	87, 92
Quarzkeratophyr . . . . .	117
—, Ebbegebirge . . . . .	134
Quarzkörner in der Molasse . . . . .	525
Quarzkrystalle im Keuper, Aragonien . . . . .	80
Quartär, Gliederung . . . . .	249
Quaternär, Kalifornien . . . . .	587
Quellen, Elbsandsteingebirge . . . . .	457
—, Kalifornien . . . . .	585
Querstörungen, Allgäu . . . . .	18
—, Weißensteinkette . . . . .	352
Querverwerfung, Rheinisches Schiefergebirge . . . . .	367

## R.

	Seite
<i>Radiolites</i> . . . . .	358
— <i>Mortoni</i> . . . . .	357
Rahmenfaltung . . . . .	494
Raibler Schichten, Allgäu . . . . .	3
—, Südalpen . . . . .	541
Ramsau-Dolomit . . . . .	553
Ramstall-Schuppe . . . . .	28
Randverwerfungen des Rheinschen Schiefergebirges . . . . .	617
<i>Rangifer tarandus</i> . 17, 18, 19, 25 . . . . .	425
Raspit . . . . .	470
Rät, Ithaka . . . . .	470
Rauhwasche, Allgäu . . . . .	3
—, Valencia . . . . .	386
Rechnungsprüfung . . . . .	473
Redaktionsbericht . . . . .	472
<i>Reedia</i> , Gattung . . . . .	322, 335
Regelation . . . . .	496
Rekrystallisation . . . . .	270, 494
Remscheid - Altenaer Sattel . . . . .	113, 363, 373
Remscheider Sattel . . . . .	128, 363
— Schichten . . . . .	112, 114, 116, 134, 137, 138, 365
Renntier . . . . .	24, 25, 27
<i>Rensselaeria confluentina</i> . . . . .	168
— <i>crassicosta</i> . . . . .	135, 137
Residualgips . . . . .	272, 274
Retuschen an Feuersteinen . . . . .	626
Revision der Bibliothek . . . . .	473
Rheinische Masse, Heraushebung . . . . .	278
Rheintal-Graben . . . . .	496, 519
<i>Rhinoceros antiquitatis</i> . . . . .	13, 17, 18, 19, 20, 22
— <i>etruscus</i> . . . . .	151
— <i>leptorinus</i> . . . . .	16
— <i>Merckii</i> 13, 16, 17, 18, 19, 20, 22 . . . . .	522
— <i>minutus</i> . . . . .	22
— <i>simus</i> . . . . .	13, 25
— <i>tichorrhinus</i> . . . . .	595
<i>Rhipidomella Michelini</i> . . . . .	596
— <i>uralica</i> . . . . .	425
<i>Rhipidopsis</i> . . . . .	419, 425
<i>Rhipitozomites</i> . . . . .	330, 333
<i>Rhizangia brevissima</i> . . . . .	60, 129
<i>Rhizocorallium commune</i> . . . . .	66, 129
— <i>jenense</i> . . . . .	383
<i>Rhizophora mucronata</i> . . . . .	462
<i>Rhynchonella princeps</i> . . . . .	472
— <i>pusilla</i> . . . . .	404
— <i>rimosa</i> . . . . .	79
Rhyolithobsidian . . . . .	

	Seite
Riesenhirsch . . . . .	23
Rimmertquarzit . . . . .	138, 368
Rippelmarks, Unterdevon . . . . .	104
—, Devon . . . . .	196
<i>Rissoa alpina</i> . . . . .	5
Riß-Würm-Interglazialzeit . . . . .	32
Rixdorfer Fauna . . . . .	20
— Horizont . . . . .	31, 34
Robbe, fossil . . . . .	25
Roteisenerz, Admiralitäts- inseln . . . . .	78
Rothirsch . . . . .	25
Rotschiefer, Devon . . . . .	366
—, mitteldevonischer . . . . .	376
—, Sauerland . . . . .	126, 366
Rückstandston, Otavi . . . . .	256
Rückzugsbildungen des Eises . . . . .	7
Rudisten, Nordeuropa . . . . .	356
Rudistenkalk . . . . .	303, 308
—, Ithaka . . . . .	478, 489, 287
Rummelsburger Stausee . . . . .	157
Rumpffläche, Rheinschiefer- gebirge . . . . .	487
Rundhöcker, Allgäu . . . . .	17
Rundhorst, Elm . . . . .	269
Rupelton, Mainzer Becken . . . . .	434, 481
Rurtalgraben . . . . .	528
Rutil in Kontaktgesteinen . . . . .	182, 191, 198, 210, 226
Rutschstreifen . . . . .	505

S.

Saaleterrassen . . . . .	293
<i>Saigaantilope</i> . . . . .	17, 19, 23, 26, 31
<i>Saiga prisca</i> . . . . .	17, 19, 23, 26, 31
Salzbewegung, autoplaste . . . . .	269
Salzgeschwüre . . . . .	267, 489
Salzlager, Norddeutschland . . . . .	271, 489, 629
<i>Salix</i> . . . . .	26
Salzspiegel . . . . .	273, 496
Salzton . . . . .	495
—, Norddeutschland . . . . .	629
Sandr bildungen, Polen . . . . .	537
Sandschiefer der Molasse . . . . .	526
Sandstein . . . . .	432
—, algonkischer . . . . .	198
—, Otavi . . . . .	242
Sandsteinartiger Körper, Otavi . . . . .	253
Sapropelit, Messel . . . . .	479
<i>Sargodon tomicus</i> . . . . .	6
Sattelfalte, Dorn . . . . .	269

	Seite
Säure, schweflige, auf Braun- kohlenflözen . . . . .	419
<i>Saxicava pholadis</i> . . . . .	552
Saxonische Störungen . . . . .	270
Scaphitenstufe, Pyritgehalt . . . . .	453
<i>Scaphites aequalis</i> . . . . .	247
Schaber . . . . .	253
—, Holstein . . . . .	624
Schachbrett-Topographie . . . . .	501
Schädeltypen des fossilen Menschen . . . . .	145
<i>Schafhäutlia Schmidi</i> . . . . .	65, 113
— sp. . . . .	73, 120
Scharung, dinarisch- albanische . . . . .	191
Scheelit, Mexiko . . . . .	427
Schiefer, injizierter, Tessin . . . . .	187
—, krystalliner, Uruguay . . . . .	91
—, metamorpher, Uruguay . . . . .	203
Schieferung . . . . .	99, 106, 193
—, Valencia . . . . .	379
Schild, baltisch-russischer . . . . .	195
Schimpansenschädel, ange- lich fossiler . . . . .	463
<i>Schizoneura Meriani</i> . . . . .	56
<i>Schizophoria resupinata</i> . . . . .	597
Schlammausbrüche, Celebes . . . . .	506
Schleichsande, Mainzer Becken . . . . .	434, 448
<i>Schlönbachia Coupei</i> . . . . .	247
— <i>varians</i> . . . . .	247
Schmelzpunkte der Erze . . . . .	258
Schneehase . . . . .	25
Schollen, Celebes . . . . .	184
Schollengebirge . . . . .	507
Schollenmosaik, Alpen . . . . .	497
Schollenstruktur, Leukas . . . . .	291
Schönauer Kalk . . . . .	462
Schrattenbildungen, Capri . . . . .	567
Schrumpfungshypothese . . . . .	492
Schuttdecke, Spanien . . . . .	41
Schwankungen des Meeres- niveaus . . . . .	47
Schwarzer Mergel, Föhr . . . . .	588
Schwarzwaldflexur . . . . .	358
Schwefel, Bildung . . . . .	8
Schwefelbakterien . . . . .	12
Schwefelgänge . . . . .	9
Schwefelgruben, Sizilien . . . . .	8
Schwefelkies im Kreidesand- stein . . . . .	452, 455
Schwefelkrystalle . . . . .	11
Schwefellagerstätten . . . . .	8
Schwefelmilch . . . . .	9

	Seite		Seite
Schwefelwasserstoff, Herkunft	12	Solfataren . . . . .	8
Schwefelsäure, Herkunft im		<i>Sonneratia caseolaris</i> . . . . .	382
Quellwasser . . . . .	453	Soetenicher Mulde . . . . .	133
Schwefflige Säure auf Braun-		Solutreen . . . . .	552
kohlenflözen . . . . .	419	Soresciagneise . . . . .	464
Schwerspat, Spanien . . . . .	53	<i>Sorex</i> sp. . . . .	19
Schwerspatgang, verkieselter	477	Spalten . . . . .	496
Sedimente, metamorphe,		Spaltentäler . . . . .	500
Tessin . . . . .	464	—, Bornholm . . . . .	68
Sedimentgneis, Tessin . . . . .	187	<i>Sphaerocodium</i> . . . . .	35
Seebeben, Formosa . . . . .	554	Spärosideritschiefer, Unter-	
Seelaffe . . . . .	524	devon . . . . .	131, 138
Seewenschichten, Allgäu . . . . .	11	<i>Speriferina</i> , Arten . . . . .	472
<i>Semnopithecus</i> . . . . .	16	<i>Spermophilus</i> . . . . .	23
Senkung, Rheinisches		— <i>altaicus</i> . . . . .	19
Schiefergebirge . . . . .	233, 604	— <i>fulvus</i> . . . . .	31
Senkungen, Spanien . . . . .	405	— <i>guttacus</i> . . . . .	19
—, tertiäre . . . . .	238	Spezialfaltungen, Sauerland . . . . .	115
Senon, Allgäu . . . . .	11	<i>Sphaerulites</i> . . . . .	359
—, Gabun . . . . .	246	<i>Sphenopteris anthriscifolia</i> . . . . .	420, 427
—, Nordhannover . . . . .	273	Spinell auf Quarzgängen . . . . .	190, 226
—, Rudisten . . . . .	359	<i>Spirifer auriculatus</i> . . . . .	125
Septarienton, Mainzer Becken		— <i>convolutus</i> . . . . .	599
. . . . .	434, 448	— <i>cultrijugatus</i> . . . . .	122, 124
—, Niederrhein . . . . .	517	— <i>curvatus</i> . . . . .	373
Sericit, Otavi . . . . .	253	— <i>cuspidatus</i> . . . . .	599
Sericitschiefer, Fältelung . . . . .	102	— aff. <i>daleidensis</i> . . . . .	129
—, Schieferung . . . . .	104	— <i>elegans</i> . . . . .	370
Sericitisierung, Otavi . . . . .	260	— <i>mediotectus</i> . . . . .	368
Serpentin, Odenwald . . . . .	476	— <i>paradoxus</i> . . . . .	125, 369
<i>Serpula dilatata</i> . . . . .	354	— <i>primaevus</i> . . . . .	198
— <i>Felixii</i> . . . . .	353, 355	— sp. . . . .	599
— <i>Oppenheimi</i> . . . . .	354	— <i>speciosus</i> . . . . .	369, 372
— <i>subtorquata</i> . . . . .	14	— <i>Tasmani</i> . . . . .	600
<i>Siderastraea</i> . . . . .	332	— <i>togatus</i> . . . . .	462
<i>Siderofungia</i> . . . . .	333	— <i>Verneuli</i> . . . . .	35
Siegburger Graben . . . . .	376	<i>Spiriferina Jungbrunnensis</i> . . . . .	6
Siegener Schichten		Springmaus . . . . .	31
103, 105, 125, 136, 138, 197		Sprungkanter . . . . .	411, 416
<i>Sigillaria</i> . . . . .	211, 382	Staffelbrüche, Ostasien . . . . .	185
Silbererz, Mexiko . . . . .	420	Stauchung, glaciale . . . . .	159
Silikate, seltene . . . . .	420	Stauchungserscheinungen . . . . .	99
Silur, Amerika . . . . .	325	Stauchungsfältelung . . . . .	107
—, Asturien . . . . .	561, 562	Stauseen, Pommern . . . . .	157
—, Böhmen . . . . .	325	Steiger Schiefer . . . . .	176
—, Kellerwald . . . . .	325, 335, 98, 462	— —, Quarzeinlagerungen . . . . .	235
—, Spanien . . . . .	46, 138	Steinahlschicht . . . . .	261
—, Thüringen . . . . .	155	Steingitter . . . . .	439, 444
—, Wellenfurchen . . . . .	202	Steinhornschichten . . . . .	336
Singhofener Horizont . . . . .	174	Steinkohlen, Asturien . . . . .	558
Sinken des Meeresspiegels . . . . .	56	Steinkohlenbildung . . . . .	381
Skandinavische Periode . . . . .	176	Steinsalz . . . . .	495
Skivespalter . . . . .	249	Steinsalzgebirge, Nord-	
<i>Solen costatus</i> . . . . .	169	deutschland . . . . .	271, 489, 629



	Seite
Steinsohle, Föhr . . . . .	594
<i>Stephanoceras Humphriesianum</i>	477, 286
Steppenfuchs . . . . .	31
Stibio, Otavi . . . . .	258
Stockacher Verwerfung . . . . .	536
Störungen diluvialen Alters	195, 607, 619
—, diluviale, Rügen . . . . .	1, 4
Störungslinien, Bodensee . . . . .	536
—, Rheingau . . . . .	610
Strandkonglomerate, plio- cäne . . . . .	581
Strandlinien, alte . . . . .	73
—, —, Bornholm . . . . .	47, 398
Strandmarken, Bornholm . . . . .	397
Strandterrassen . . . . .	70
—, Bornholm . . . . .	50, 398
—, Holstein . . . . .	252
Strandverschiebungen . . . . .	293, 71
—, Ursachen . . . . .	61
Strandwälle, Bornholm . . . . .	567
Stratigraphie des Lenne- schiefers . . . . .	111
<i>Streptorhynchus crenistria</i> . . . . .	597, 601
Stringocephalenschichten . . . . .	134
<i>Stringocephalus Burtini</i>	122, 123, 124, 130
<i>Stromatofungia porosa</i> . . . . .	392
Strukturfugen . . . . .	496
Stubensandstein, Zerfall . . . . .	461
<i>Stylophylopsis</i> . . . . .	279
Sulfide auf Quarzgängen . . . . .	225
Süßwasserlagunen, Ent- stehung . . . . .	585
Süßwassermolasse, Bodensee . . . . .	522
Süßwasserquarz, Uruguay . . . . .	219
<i>Syringopora ramulosa</i> . . . . .	599

## T.

Tafel, Nordalbanische . . . . .	189
<i>Talassarcos maritimus</i> . . . . .	25
Talbildung . . . . .	283, 499
—, Hannover . . . . .	264
—, Weser . . . . .	288
Talchir-Schichten . . . . .	210
Tangrand . . . . .	65
Talwasserscheide, roter Main . . . . .	319
<i>Tapes virginea</i> . . . . .	21
Tektonik, Albanien . . . . .	189
—, Allgäu . . . . .	18
—, Aragonien . . . . .	129
—, Bodensee . . . . .	522

	Seite
Tektonik, Bornholm . . . . .	68, 585
—, Leukas . . . . .	277, 290
—, Nordwestdeutschland . . . . .	267
—, Oberrheingraben . . . . .	615
—, Oglitotal . . . . .	540
—, Pommern . . . . .	157
—, Rügen . . . . .	1
—, Sauerland . . . . .	128, 113
—, Schweizer Jura . . . . .	337
—, Valencia . . . . .	405
Tektonische Bewegungen, jüngere . . . . .	607, 619
— Breccie, Allgäu . . . . .	3, 27
— Erscheinungen, Cambrium, Australien . . . . .	223
— Fugen . . . . .	498
<i>Tellina baltica</i> . . . . .	552
— <i>canalensis</i> . . . . .	119
Tentaculitenknollenkalke . . . . .	462
Tentaculitenschiefer . . . . .	134
<i>Terebratula Beaumonti</i> . . . . .	247
— <i>cerasulum</i> . . . . .	472
— <i>gregaria</i> . . . . .	6
— <i>pyriformis</i> . . . . .	6
Terrassen, Asien . . . . .	576
—, Bornholm . . . . .	50, 566
—, Kalifornien . . . . .	582
—, Madüsee . . . . .	79
—, Pommern . . . . .	157
—, Rhein . . . . .	235
—, Riesengebirge . . . . .	140
—, Weser . . . . .	266, 289, 575, 576
Terrassenbildung, Ilm . . . . .	504
<i>Terquemia complicata</i> . . . . .	65, 105
Ternelit, Valencia . . . . .	400
Tertiär, Celebes . . . . .	402
—, Föhr . . . . .	593
—, Kalifornien . . . . .	580
—, Mainzer Becken . . . . .	434, 509
—, Spanien . . . . .	140
Tertiärbecken, Zusammen- hang . . . . .	613
Tertiär-Menschen . . . . .	152
Tertiäre Menschenreste . . . . .	147, 150
— Senkungen . . . . .	238
Tessiner Gneis . . . . .	186
<i>Thamnastraea forojuliensis</i> . . . . .	332
— <i>hemisphaerica</i> . . . . .	332
— <i>patula</i> . . . . .	347
Thermalwässer, Aragonien . . . . .	147
<i>Thracia mactroides</i> . . . . .	117
Tiger . . . . .	20, 31
Tillit, Cambrium . . . . .	221
<i>Tirolites cassianus</i> . . . . .	557

	Seite
Titaneisenerz auf Quarz-	
gängen . . . . .	194
Tithon, Allgäu . . . . .	9
<i>Tmetoceras</i> , Arten . . . . .	475, 284, 294
— <i>Hollandae</i> . . . . .	299
— <i>scissum</i> . . . . .	299
Tonbesteg, Otavi . . . . .	256
Tonschiefer mit Bilsteiner	
Fauna . . . . .	130, 134
—, roter, Sauerland . . . . .	130
Torfflöze, Schulau . . . . .	406
Torflager von Glinde . . . . .	177
Tortonien, Mainzer Becken . . . . .	452
Trachyceratenschichten,	
Spanien . . . . .	39
Trachyt, Siebengebirge . . . . .	522
Trachyttuff, Rott . . . . .	234
Tramo conchifero . . . . .	382
— salifero . . . . .	382
Transgressionen . . . . .	494
—, im rheinischen Tertiär . . . . .	512,
	516, 518
—, senone . . . . .	273
—, Valencia . . . . .	381
Transvaal-System . . . . .	243
Transversalschieferung . . . . .	98, 193
Trapp, Vogelsberg . . . . .	487
Trappglas, Vogelsberg . . . . .	487
Travertin, Pommern . . . . .	158
Tremolit, Campolungo . . . . .	466
Tremolasserie . . . . .	464
Treppenkare, Algäu . . . . .	16
Trias, Albanien . . . . .	190
—, Aragonien . . . . .	38
—, Ithaka . . . . .	468
—, Oglitot . . . . .	545
—, Royuela . . . . .	169
—, Valencia . . . . .	372, 380
Triasmarmor, Geröllführung . . . . .	468
<i>Trigeria Gaudryi</i> . . . . .	168
<i>Trimeroccephalus</i> . . . . .	333
—, Gattung . . . . .	320, 335
— <i>cryptophthalmus</i> . . . . .	321, 333
— <i>Lotzi</i> . . . . .	333
Trinkwasser, Analysen,	
Königstein . . . . .	458
<i>Trochomilia</i> . . . . .	15
Turantiger . . . . .	31
<i>Turbinoseris Defromenteli</i> . . . . .	335
— <i>dubravitzensis</i> . . . . .	335
Turmalin in Kontaktgesteinen . . . . .	182, 192, 210, 224
Turon, Ausblühungen . . . . .	438
—, Dortmund . . . . .	356

	Seite
Turon, Gabun . . . . .	246
—, Spanien . . . . .	409
—, Verwitterung . . . . .	451, 452
—, Westfalen, Verwerfung . . . . .	367
<i>Turritiles Scheuchzerianus</i> . . . . .	247
<i>Turritella Fittoniana</i> . . . . .	13
<i>Tympanotomus margaritaceus</i> . . . . .	449, 484
— <i>submargaritaceus</i> . . . . .	439
Tzinacamostoc-Höhle, Ent-	
stehung . . . . .	161

## U.

Überfaltungsdeckentheorie,	
Tatra . . . . .	391
Überflußdurchbruch . . . . .	295
Überquader, Ausblühungen . . . . .	436, 438, 453
Überschiebungen . . . . .	507
—, Algäu . . . . .	18, 33
— des Gedinniens . . . . .	136
—, Lechtaler . . . . .	7
—, Weißensteinkette . . . . .	342
—, Südalpen . . . . .	543
—, Valencia . . . . .	406
Überschiebungsfläche,	
Velleratkette . . . . .	363
Überschiebungsklippe . . . . .	305
<i>Uncia tigris</i> . . . . .	25
<i>Unicardium Schmidi</i> . . . . .	113
<i>Unio flabellatus</i> . . . . .	526
Ultrasaure Granitapophyse . . . . .	231
Unter-Carbon, Asturien . . . . .	560, 563
—, Sauerland . . . . .	112
—, Sinai . . . . .	594, 596
Unterdevon . . . . .	368
—, kalkiges . . . . .	461
—, Sauerland . . . . .	135, 138
—, Schieferung . . . . .	101
—, Wellenfurchen . . . . .	196
Unterkoblentzfauna . . . . .	167
Untermiocän, Mainzer Becken . . . . .	440, 444
—, Niederrhein . . . . .	510
—, Siebengebirge . . . . .	233
—, Vogelsberg . . . . .	487
Unteroiligocän, Crosara . . . . .	332
—, Niederrhein . . . . .	510, 516
Unterplicocän, Rhein . . . . .	243
Unterschiebungen . . . . .	2, 3, 5
Untersilur, Thüringer Wald . . . . .	155
Untertrias, Valencia . . . . .	381
Uralitdiabas, Odenwald . . . . .	475

	Seite
Urfer Schichten . . . . .	462
Ur-Ilm . . . . .	504
Urleine . . . . .	295
Urnauer Verwerfung . . . . .	537
Ursachen der Strand- verschiebung . . . . .	61
Urstromtal, Rhein . . . . .	243
—, Polen . . . . .	538
<i>Ursus arctos</i> . . . . .	25
— sp. . . . .	18, 19

## V.

<i>Vaccinium Vitis Idaea</i> . . . . .	22
<i>Valvata</i> . . . . .	26
— <i>piscinalis</i> . . . . .	21
Valencianit . . . . .	420
Vallendarer Stufe 234, 235, 238, 459. 520	
Verampiogneis . . . . .	468
Verdrängungsprozeß, Otavi 253, 259	
Vereisung, Hirschberg i. Sch. 140	
<i>Velopecten</i> sp. . . . .	120
Verkieselung, Otavi 251, 254	
Vererzung des Nebengesteins, Otavi . . . . .	254
Verquarzung des Neben- gesteins, Otavi . . . . .	253, 260,
Versenkungsbecken . . . . .	494
—, Norddeutschland . . . . .	267
Verseschichten . . . . .	118, 134
<i>Vertebraria</i> . . . . .	425
Verwerfungen, Bodensee- gebiet . . . . .	534
—, Ebbegebirge . . . . .	119
—, Ausrichtung . . . . .	505
—, Kartierung . . . . .	496, 505
—, posthume . . . . .	265
—, rezente . . . . .	552
Verwitterung . . . . .	497
—, chemische . . . . .	429
Verwitterungserscheinungen . 178	
Verwitterungsformen . . . . .	438
Verwitterungsfugen . . . . .	496
Verwitterungsrinde des Ge- schiebemergels . . . . .	593
Verwitterungszone, inter- glaziale . . . . .	501
<i>Vesperilio</i> . . . . .	19
Vichter Quarzit . . . . .	132
— Schichten . . . . .	132
Vielfraß . . . . .	25
Vielkanter . . . . .	416

	Seite
Viersener Horst . . . . .	511
Viglaskalk . . . . .	477, 287, 303, 304
—, Ithaka . . . . .	482, 487, 492
Vindobonien . . . . .	526
Viridin . . . . .	476
Viseen, Asturien . . . . .	563
Vorstandswahl . . . . .	573
Vulkanausbrüche, Celebes 228, 505	
—, Minahassa . . . . .	228, 505
<i>Vulpes corsac</i> . . . . .	31

## W.

Wabenbildung . . . . .	439
Wabenverwitterung . . . . .	439, 441
Wahl des Vorstandes . . . . .	573
<i>Waldheimia cerasulum</i> . . . . .	472
— <i>norica</i> . . . . .	6
Waldrenntier . . . . .	27
Wanderlemming . . . . .	24
Wanderungen der Renntiere 27	
Wassenberger Spezialhorst . 511	
Wasserversorgungen, Hessen 431	
Wellenfurchen, Unterdevon 104, 196	
Werfener Schichten, Berchtes- gaden . . . . .	553
Weserterrassen . . . . .	575
Wiebelsaatschichten 117, 134, 366	
Wildberger Grauwacke . . . . .	138
Wildpferd . . . . .	31
Wind, Wirkung auf Pflanzen- wuchs . . . . .	384
Windkanter . . . . .	410
Windschliff, Riesengebirge . 140	
Windschliffgeschiebe . . . . .	250, 410
—, Föhr . . . . .	594
Wisent . . . . .	23, 25
Wolframit auf Quarzgängen 180, 196, 225	
—, Mexiko . . . . .	427
Woll-Nashorn . . . . .	25
Wood-Cariboo . . . . .	27
Wulstdolomit, Aragonien . . . . .	60
Wünschelrute . . . . .	431
Wärm-Vergletscherung . . . . .	32
Wüste, Polen . . . . .	537
Wutachtalverwerfung . . . . .	537

## X.

<i>Xenoxylon phyllocladoides</i> . . . . .	165
--	-----

<b>Y.</b>		Seite		Seite
<i>Yoldia arctica</i>	. . .	21, 176, 552	Ziesel	. . . 23, 31
Yoldiaton	. . .	33	Zimmermannsche Regel	. . . 505
Yoldialzeit	. . .	58, 67, 79	Zinnerzgänge	. . . 226
<b>Z.</b>			Zinkblende, Otavi	. . . 255, 256
<i>Zaphrentis Beyrichi</i>	. . .	599	Zirkon in Kontaktgesteinen	. . . 182
Zechstein	. . .	269	Zirkon auf Quarzgängen	. . . 193, 210, 224
Zechsteinletten, Norddeutsch-			Zittavit	. . . 418
land	. . .	630	<i>Zittelofungia nehouensis</i>	. . . 343
Zementationsmetasomatose,			Zoisitphyllite, Tessin	. . . 464
Otavi	. . .	260	Zone der bunten Hornsteine,	
Zerrungserscheinungen	. . .	99	Allgäu	. . . 8
Zeugen	. . .	413	— des <i>Harpoceras opalinum</i>	. . . 284
Zeugenberge, Polen	. . .	537	— der <i>Newberria amygdala</i>	. . . 120
			Zwitter-Typus	. . . 146



## Mitteilungen der Redaktion.

---

Durch die langsame Erledigung der\* Korrekturen wird das Erscheinen der Monatsberichte und Zeitschriften vielfach stark verzögert. Es wird daher an eine Mitteilung des Vorstandes erinnert, die vor einigen Jahren an sämtliche Mitglieder versandt ist. Danach soll die 1. Korrektur spätestens nach 5 Tagen, die 2. Korrektur spätestens nach 3 Tagen erledigt sein. Im Interesse eines pünktlichen Erscheinens der einzelnen Veröffentlichungen bittet daher der Unterzeichnete, namentlich bei den Monatsberichten, Korrekturen umgehend zu erledigen.

Die Drucklegung kann in allen Fällen dadurch beschleunigt werden, daß die Manuskripte bereits druckfertig eingeliefert werden. Hierzu sind im Manuskript zu bezeichnen:

Autornamen: rot unterstrichen (Majuskeln),

Fossilnamen: ~~~~~~ (kursiv),

hervorgehobene Stellen: ————— (gesperrt),

Überschriften: ===== (halbfett).

Im Text ist fetter Druck ganz zu vermeiden. Die hervorzuhebenden Stellen sollen nur durch Sperrdruck bezeichnet werden.

In den Literaturangaben der Aufsätze ist die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahlen — (2) —, der Band bis 30 durch römische Zahlen — XXV —, über 30 durch halbfette arabische Zahlen — 42 —, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahlen — 3 — zu bezeichnen.

Die Abkürzung „a. a. O.“ ist stets zu setzen an Stelle von l. c.; an Stelle von pag. oder p. 20 ist bei Seitenangaben stets zu setzen: Seite 20 oder S. 20.

Überschreiten die Korrekturen in der 1. und 2. Korrektur das normale Maß, so muß der Autor einen Teil der Kosten übernehmen. Eine 3. Korrektur wird nicht geliefert. Wenn dieses im Ausnahmefall erforderlich sein sollte, so geschieht es einzig und allein, wenn der Autor die sämtlichen Kosten dafür übernimmt.

Bei Versendungen von Manuskripten, Textfiguren, Tafeln usw. durch die Post genügt „einschreiben“; eine Wertangabe veranlaßt oft Verzögerungen in der Aushändigung, da bei größeren Wertangaben nur an den Empfänger persönlich bestellt wird.

R. Bärtling.



Neuester Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

# Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine

nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

**Prof. Dr. F. Beyschlag,**

**Prof. Dr. P. Krusch,**

Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog. Landesanstalt Berlin.

Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geolog. Landesanstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakad., Berlin.

**Prof. J. H. L. Vogt**

an der Universität Kristiania.

Drei Bände.

**I. BAND. Erzlagerstätten. Allgemeines. Magmatische Erzausscheidungen. Kontaktlagerstätten. Zinnsteingang-Gruppe und Quecksilbergang-Gruppe.**

Mit 291 Abbildungen.

gr. 8°. 1910. Geheftet M. 15.60; in Leinwand gebunden M. 17.—.

---

## Lehrbuch der praktischen Geologie.

Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie.

Von **Geh. Bergrat Prof. Dr. Konrad Keilhack.**

Mit Beiträgen von

Prof. Dr. E. v. Drygalski in München; Prof. Dr. E. Kaiser in Gießen; Prof. Dr. P. Krusch in Berlin; Prof. Dr. S. Passarge in Breslau; Prof. Dr. A. Rothpletz in München; Prof. Dr. K. Sapper in Tübingen und A. Sieberg in Straßburg i. Els.

Zweite völlig neubearbeitete Auflage.

Mit 2 Doppeltafeln und 348 Abbildungen im Text.

gr. 8°. 1908. Geheftet M. 20.—; in Leinwand gebunden M. 21.40.

---

## Handbuch der Brikettbereitung.

Von **G. Franke,**

Geh. Bergrat, Professor der Bergbau-, Aufbereitungs- und Brikettierungskunde an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Zwei Bände.

**I. BAND. Die Brikettbereitung aus Steinkohlen, Braunkohlen und sonstigen Brennstoffen.**

Mit 9 Tafeln und 255 Textabbildungen.

gr. 8°. 1909. Geheftet M. 22.—; in Leinwand gebunden M. 23.60.

**II. BAND. Die Brikettbereitung aus Erzen, Hüttenerzeugnissen, Metallabfällen und dergl., einschl. der Agglomerierung. Nebst Nachträgen.**

Mit 4 Tafeln und 79 Textabbildungen.

gr. 8°. 1910. Geheftet M. 8.—; in Leinwand gebunden M. 9.40.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

Soeben erschienen:

## **Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands**

in

geologischer, lagerstättenkundlicher  
und bergwirtschaftlicher Beziehung

von

**Dr. Richard Bärtling,**

Geologe an der Kgl. Geologischen Landesanstalt,  
Privatdozent an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Mit 19 Textabbildungen. gr. 8°. 1911. Geh. M. 6.40.

---

## **Lehrbuch der Geologie.**

Von

**Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.**

Zwei Teile.

II. Teil. Geologische Formationskunde.

Vierte Auflage.

Mit 185 Textabbildungen und 92 Versteinerungstafeln.  
gr. 8°. 1911. Geh. M. 20.—; in Leinw. geb. M. 21.60.

I. Teil. Allgemeine Geologie.

Dritte Auflage.

Mit 598 Abbildungen.  
gr. 8°. 1909. Geh. M. 22.—; in Leinw. geb. M. 23.40.

---

## **Der Erz- und Metallmarkt.**

Von

**Ingenieur A. Haenig**

in Dessau.

gr. 8°. 1910. Geh. M. 10.80; in Leinw. geb. M. 12.—.

---

## **Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.**

Von

**Prof. Dr. P. Krusch,**

Berlin.

Mit 102 Textfiguren.  
gr. 8°. 1907. Geh. M. 16.—; in Leinw. geb. M. 17.40.

---

## **Die Erzlagerstätten**

der Vereinigten Staaten von Nordamerika, Cuba, Portorico und den Philippinen

nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung

===== auf Grund der Quellen dargestellt =====

von

**Charles L. Henning, Sc. D.**

Mit 97 Figuren und Karten im Text.  
gr. 8°. 1911. Geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

Neuester Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

Demnächst erscheint:

## **Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.**

Von

**Prof. Dr. P. Krusch, Berlin.**

Zweite umgearbeitete Auflage.

Mit 125 Textfiguren.

gr. 8°. 1911. Geh. und in Leinw. geb.

---

## **Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands**

in

geologischer, lagerstättenkundlicher  
und bergwirtschaftlicher Beziehung

von

**Dr. Richard Bärtling,**

Geologe an der Kgl. Geologischen Landesanstalt,  
Privatdozent an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Mit 19 Textabbildungen. gr. 8°. 1911. Geh. M. 6.40.

---

## **Lehrbuch der Geologie.**

Von

**Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.**

Zwei Teile.

II. Teil. Geologische Formationskunde.

Vierte Auflage.

Mit 185 Textabbildungen und 92 Versteinerungstafeln.  
gr. 8°. 1911. Geh. M. 20.—; in Leinw. geb. M. 21.40.

I. Teil. **Allgemeine Geologie.**

**Dritte Auflage.**

Mit 598 Abbildungen.

gr. 8°. 1909. Geh. M. 22.—; in Leinw. geb. M. 23.40.

---

## **Der Erz- und Metallmarkt.**

Von

**Ingenieur A. Haenig**

in Dessau.

gr. 8°. 1910. Geh. M. 10.80; in Leinw. geb. M. 12.—.

---

## **Die Erzlagerstätten**

der Vereinigten Staaten von Nordamerika, Cuba, Portorico und den Philippinen  
nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung  
===== auf Grund der Quellen dargestellt =====

von

**Charles L. Henning, Sc. D.**

Mit 97 Figuren und Karten im Text.

gr. 8°. 1911. Geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

# Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine

nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

**Prof. Dr. F. Beyschlag,**

Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog. Landesanstalt Berlin.

**Prof. Dr. P. Krusch,**

Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geolog. Landesanstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakad., Berlin.

**Prof. J. H. L. Vogt**

an der Universität Kristiania.

Drei Bände.

**I. BAND. Erzlagerstätten. Allgemeines. Magmatische Erzausscheidungen. Kontaktlagerstätten. Zinnsteingang-Gruppe und Quecksilbergang-Gruppe.**

Mit 291 Abbildungen.

gr. 8°. 1910. Geheftet M. 15.60; in Leinwand gebunden M. 17.—.

---

# Lehrbuch der praktischen Geologie.

Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie.

Von **Geh. Bergrat Prof. Dr. Konrad Keilhack.**

Mit Beiträgen von

Prof. Dr. E. v. Drygalski in München; Prof. Dr. E. Kaiser in Gießen; Prof. Dr. P. Krusch in Berlin; Prof. Dr. S. Passarge in Breslau; Prof. Dr. A. Rothpletz in München; Prof. Dr. K. Sapper in Tübingen und A. Sieberg in Straßburg i. Els.

Zweite völlig neubearbeitete Auflage.

Mit 2 Doppeltafeln und 348 Abbildungen im Text.

gr. 8°. 1908. Geheftet M. 20.—; in Leinwand gebunden M. 21.40.

---

# Handbuch der Brikettbereitung.

Von **G. Franke,**

Geh. Bergrat, Professor der Bergbau-, Aufbereitungs- und Brikettierungskunde an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Zwei Bände.

**I. BAND. Die Brikettbereitung aus Steinkohlen, Braunkohlen und sonstigen Brennstoffen.**

Mit 9 Tafeln und 255 Textabbildungen.

gr. 8°. 1909. Geheftet M. 22.—; in Leinwand gebunden M. 23.60.

**II. BAND. Die Brikettbereitung aus Erzen, Hüttenerzeugnissen, Metallabfällen und dergl., einschl. der Agglomerierung. Nebst Nachträgen.**

Mit 4 Tafeln und 79 Textabbildungen.

gr. 8°. 1910. Geheftet M. 8.—; in Leinwand gebunden M. 9.40.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

Soeben erschien:

## **Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.**

Von

**Prof. Dr. P. Krusch, Berlin.**

Zweite, neubearbeitete Auflage.

Mit 125 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

---

Früher erschienen:

## **Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands**

in

geologischer, lagerstättenkundlicher  
und bergwirtschaftlicher Beziehung

von

**Dr. Richard Bärtling,**

Geologe an der Kgl. Geologischen Landesanstalt,  
Privatdozent an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Mit 19 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. Geh. M. 6.40.

---

## **Lehrbuch der Geologie.**

Von

**Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.**

Zwei Teile.

II. Teil. Geologische Formationskunde.

Vierte Auflage.

Mit 185 Textabbildungen und 92 Versteinerungstafeln.  
Lex. 8°. 1911. Geh. M. 20.—; in Leinw. geb. M. 21.40.

I. Teil. Allgemeine Geologie.

Dritte Auflage.

Mit 598 Abbildungen.  
Lex. 8°. 1909. Geh. M. 22.—; in Leinw. geb. M. 23.40.

---

## **Die Erzlagerstätten**

der Vereinigten Staaten von Nordamerika, Cuba, Portorico und den Philippinen  
nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung  
===== auf Grund der Quellen dargestellt =====

von

**Charles L. Henning, Sc. D.**

Mit 97 Figuren und Karten im Text.

Lex. 8°. 1911. Geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

---

## **Der Erz- und Metallmarkt.**

Von

**Ingenieur A. Haenig**

in Dessau.

Lex. 8°. 1910. Geh. M. 10.80; in Leinw. geb. M. 12.—.



Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

# Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine

nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

**Prof. Dr. F. Beyschlag,**

Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog.  
Landesanstalt Berlin.

**Prof. Dr. P. Krusch,**

Abteilungsdirigent a. d. F.  
Landesanstalt u. Dozent a. d. Kg.  
Landes-  
ad. Berlin.

und

**Prof. J. H. L. Vogt**

an der Universität Kristiania.

Drei Bände.

**I. BAND. Erzlagerstätten. Allgemeines. Magmatische Erzauscheidungen. Kontaktlagerstätten. Zinnsteingang-Gruppe und Quecksilbergang-Gruppe.**

Mit 291 Abbildungen.

Lex. 8°. 1910. Geheftet M. 15.60; in Leinwand gebunden M. 17.—.

---

## Lehrbuch der praktischen Geologie.

**Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie.**

Von **Geh. Bergrat Prof. Dr. Konrad Keilhack.**

Mit Beiträgen von

Prof. Dr. E. v. Drygalski in München; Prof. Dr. E. Kaiser in Gießen; Prof. Dr. P. Krusch in Berlin; Prof. Dr. S. Passarge in Breslau; Prof. Dr. A. Rothpletz in München; Prof. Dr. K. Sapper in Tübingen und A. Sieberg in Straßburg i. Els.

Zweite völlig neubearbeitete Auflage.

Mit 2 Doppeltafeln und 348 Abbildungen im Text.

Lex. 8°. 1908. Geheftet M. 20.—; in Leinwand gebunden M. 21.40.

---

## Handbuch der Brikettbereitung.

Von **G. Franke,**

Geh. Bergrat, Professor der Bergbau-, Aufbereitungs- und Brikettierungskunde  
an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Zwei Bände.

**I. BAND. Die Brikettbereitung aus Steinkohlen, Braunkohlen und sonstigen Brennstoffen.**

Mit 9 Tafeln und 255 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1909. Geheftet M. 22.—; in Leinwand gebunden M. 23.60.

**II. BAND. Die Brikettbereitung aus Erzen, Hüttenerzeugnissen, Metallabfällen und dergl., einschl. der Agglomerierung. Nebst Nachträgen.**

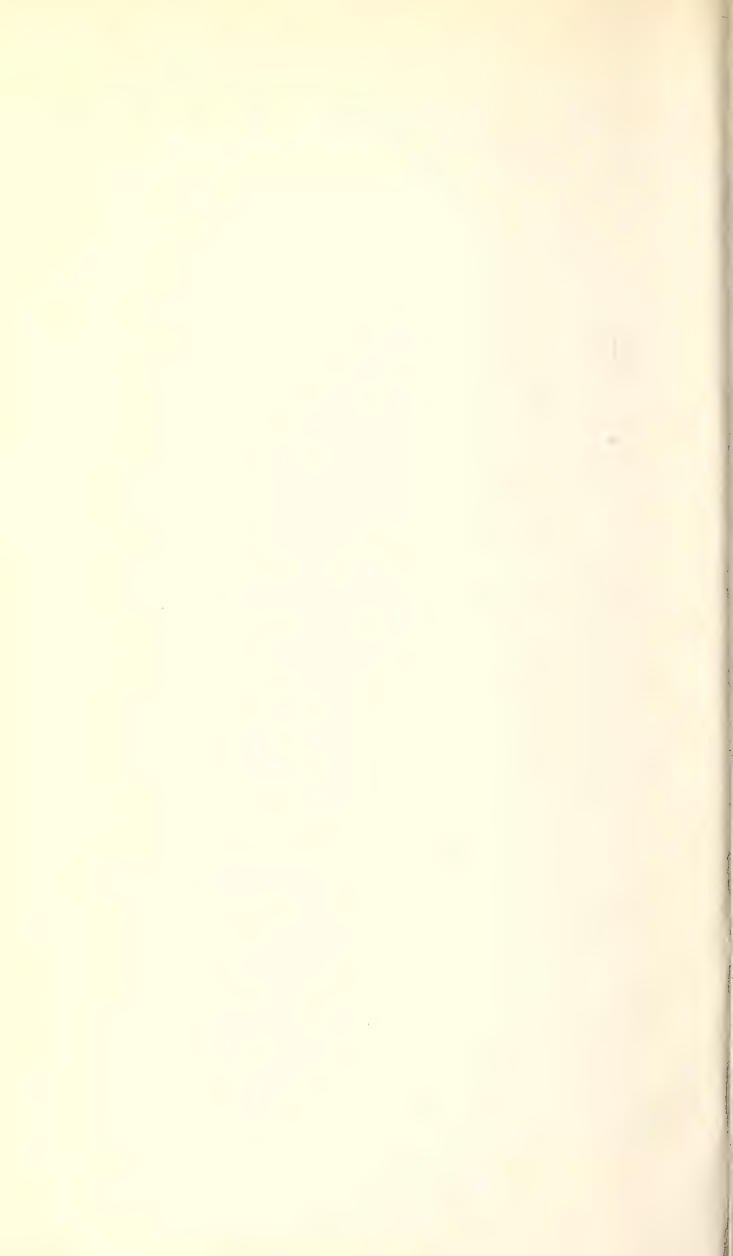
Mit 4 Tafeln und 79 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1910. Geheftet M. 8.—; in Leinwand gebunden M. 9.40.

P 1470 (42)















SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES



3 9088 01357 1104